Pr 260 C3 (2e s.)

ISBN 2-85653-117-2

MÉMOIRES
DU
MUSÉUM NATIONAL D'HISTOIRE NATURELLE

NOUVELLE SÉRIE

Série C, Sciences de la Terre
TOME XLVI

François FRÖHLICH

LES SILICATES DANS L'ENVIRONNEMENT PÉLAGIQUE DE L'OCÉAN INDIEN AU CÉNOZOÏQUE

PARIS
EDITIONS DU MUSÉUM
38, rue Geoffroy-Saint-Hilaire (Ve)
—
1981

Source : MNHN, Paris

ÉDITIONS DU MUSÉUM NATIONAL D'HISTOIRE NATURELLE

En vente à la Bibliothèque centrale du Muséum,

38, rue Geoffroy-Saint-Hilaire, 75005 Paris

C.C.P. : Paris 9062-62 Y

Annuaire du Muséum national d'Histoire naturelle (depuis 1939).

Archives du Muséum national d'Histoire naturelle (depuis 1802. In-4°, sans périodicité).

Bulletin du Muséum national d'Histoire naturelle (depuis 1895. Depuis 1979, divisé en 3 sections : A (Zoologie, Biologie et Écologie animales), B (Botanique, Biologie et Écologie végétales, Phytochimie), C (Sciences de la Terre, Paléontologie, Géologie, Minéralogie). 4 livraisons par an.

Les grands Naturalistes français (depuis 1952. Sans périodicité).

Mémoires du Muséum national d'Histoire naturelle (depuis 1935. Depuis 1950, nouvelle série en 3 (puis 4) parties : A (Zoologie) ; B (Botanique) ; C (Sciences de la Terre) ; D (Sciences physico-chimiques).

Notes et Mémoires sur le Moyen-Orient (depuis 1933. In-4°, sans périodicité).

Publications du Muséum national d'Histoire naturelle (depuis 1933. Sans périodicité).

Source : MNHN, Paris

R 260 C3

Bibliothèque Centrale Muséum

Source : MNHN, Paris

MÉMOIRES DU MUSÉUM NATIONAL D'HISTOIRE NATURELLE
Série C, Sciences de la Terre, Tome XLVI

LES SILICATES DANS L'ENVIRONNEMENT PÉLAGIQUE DE L'OCÉAN INDIEN AU CÉNOZOÏQUE

par

François FRÖHLICH *

SOMMAIRE

INTRODUCTION 11

PREMIÈRE PARTIE : SUCCESSION SÉQUENTIELLE DES SILICATES AU CÉNOZOÏQUE

CHAPITRE I. — GÉNÉRALITÉS : CADRE ET MÉTHODES 15

Cadre océanique 15

Prélèvements et échantillonnage 15

Méthodes analytiques 17
— La diffractométrie X 17
— L'analyse fractionnée 17
— Les analyses thermiques 17
— La microscopie électronique à balayage (MEB) 17
— La microscope électronique à transmission (MET) et la diffraction électronique 17

Application de la spectroscopie IR en sédimentologie 17
— Spectre d'absorption des substances minérales solides 18
— Détermination des minéraux 18
— Procédure 19
— Pastillage et analyse 19

* Laboratoire de Géologie, Muséum national d'Histoire naturelle, 43, rue de Buffon, 75005 Paris.

Source : MNHN, Paris

— Analyse quantitative 21
— Précision des mesures 26

Conclusion 29

CHAPITRE II. — LES PRINCIPAUX SILICATES :
MINÉRALOGIE ET CARACTÈRES INFRAROUGES 31

I. — Les complexes silico-ferriques amorphes 31

A. — Caractères optiques 31
B. — Données infrarouges 33
C. — Données chimiques 35
D. — Données thermiques 37
E. — Données diffractométriques 37
F. — Conclusion 37

II. — Les smectites ferrifères 38

A. — Caractères optiques 38
B. — Données infrarouges 38
C. — Données diffractométriques 41
D. — Données thermiques 41
E. — Conclusion 41

III. — La palygorskite 44

IV. — Les Zéolites : Clinoptilolite et Phillipsite 45

A. — La clinoptilolite 45
B. — La phillipsite 47
C. — Caractères en infrarouge 47

V. — Opale-CT : Cristobalite-Tridymite 48

A. — Données actuelles sur la structure de l'opale-CT 48
B. — Nouvelles données 48
— Diffraction X et diffraction électronique 48
— Infrarouge 49
C. — Conclusion : structure des sphérules et croissance cristalline 49

VI. — Calcédoine 51

— Détermination de la calcédoine dans les roches 52
— Structure et croissance cristalline 52

VII. — Quartz 55

— Diffractométrie X 55
— Diffraction électronique 55
— Conclusion 55

VIII. — Conclusion 56

CHAPITRE III. — LES SILICATES
DANS LA SÉDIMENTATION PÉLAGIQUE RÉCENTE 57

I. — Les faciès 57

Source : MNHN, Paris

II. — Les silicates cristallisés : nouvelles données 58
A. — Nature de la fraction cristallisée 58
B. — Répartition géographique 62
— Le glacio-détritique 62
— La province tropicale à kaolinite 62
— Limites de la province à kaolinite 62

III. — Les silicates amorphes 63
A. — Habitus et rapports avec le sédiment 63
B. — Importance relative des complexes silico-ferriques amorphes 63
C. — Distribution géographique des teneurs 66
D. — Taux d'accumulation 66

IV. — Conclusion 68

CHAPITRE IV. — STRATIFICATION DES SILICATES DANS LES SÉDIMENTS PÉLAGIQUES TERTIAIRES ET QUATERNAIRES 69

I. — Cadre sédimentaire : les séquences lithologiques 69
A. — Le Bassin de Madagascar 69
B. — Le Bassin Indien central 70
C. — Le Bassin de Crozet 71
D. — Conclusion 71

II. — Kaolinite et minéraux secondaires associés 72
A. — Évolution des teneurs en kaolinite 72
B. — Un cas particulier : la ride du 90° Est équatoriale 74
C. — Conclusion 74

III. — Les silicates ferrifères : complexes silico-ferriques amorphes et smectites ferrifères 76
A. — Évolution des teneurs dans les sédiments cénozoïques 76
B. — Variations minéralogiques 79
C. — Conclusion 81

IV. — Les Zéolites : phillipsite et clinoptilolite 82
A. — Âge des sédiments à phillipsite 82
B. — Faciès des sédiments à phillipsite 82
C. — Habitus et importance relative de la phillipsite 83
D. — La clinoptilolite dans les sédiments pélagiques. Passage aux sédiments à phillipsite. 84

V. — La palygorskite 85

VI. — Opale-CT et quartz 86

VII. — Conclusion : la succession séquentielle des silicates, une conséquence de l'évolution de l'océan indien 89

CHAPITRE V. — NATURE ET ÂGE DES BOUES ROUGES AZOÏQUES 93

I. — Corrélations stratigraphiques entre boues rouges azoïques et sédiments biogènes 93
A. — Passage latéral boues carbonatées — boues rouges 93
B. — Cas des boues rouges interstratifiées 96

Source : MNHN, Paris

C. — Passage vertical des boues rouges aux sédiments biogènes..... 96
D. — Conclusion..... 97

II. — La séquence silicatée dans les séries azoïques rouges..... 97

III. — Âge des boues rouges..... 101

IV. — Érosion et non-dépôt : les hiatus..... 103

V. — Transport et remaniements..... 104

VI. — Conclusion..... 104

CHAPITRE VI. — DIAGENÈSE, NÉOFORMATION ET PALÉOENVIRONNEMENT..... 107

I. — Les complexes silico-ferriques amorphes, produits de l'environnement pélagique actuel..... 107

A. — L'interface eau-sédiment, siège des néoformations..... 107
B. — Silice et néoformation..... 108
C. — Conclusion : néoformation syngénétique des complexes silico-ferriques amorphes.. 110

II. — Néoformation syngénétique des silicates : élargissement au cas des sédiments anciens..... 111

A. — La succession séquentielle des silicates : une diagenèse ?..... 111
B. — Les complexes amorphes et l'origine des smectites ferrifères..... 112
C. — Paragenèses..... 113

III. — Influences du volcanisme..... 113

A. — Néoformations associées aux épanchements sous-marins..... 113
B. — Devenir de l'héritage volcanique dans les bassins océaniques..... 114
C. — Conclusion..... 115

IV. — Les facteurs de l'environnement pélagique..... 115

A. — Relations entre dépôts biogènes et néoformation des silicates..... 115
— Conditions possibles du changement minéralogique au Pliocène supérieur — Pléistocène inférieur..... 115
— Conditions possibles du changement au Miocène supérieur..... 116
B. — Cas des néoformations paléogènes..... 116
— Conditions possibles du changement à l'Éocène — Oligocène..... 117
C. — Conclusion..... 117

V. — La stratification des silicates : un indicateur possible des paléoenvironnements. 117

A. — Les facteurs climatiques..... 117
— Formation des sols latéritiques..... 117
— Équilibre et déséquilibre..... 118
— Changements climatiques..... 118
B. — Les facteurs hydrologiques..... 119

VI. — Conclusion..... 120

Source : MNHN, Paris

DEUXIÈME PARTIE : NATURE ET FORMATION DES ACCIDENTS SILICEUX

CHAPITRE VII. — LES SILICIFICATIONS CRÉTACÉES ET PALÉOGÈNES : PORCELANITES, CHERTS, SILEX 125

I. — Les silicifications du domaine océanique : exemple du site 245 125

A. — Composition et aspect pétrographique 126
B. — Relations entre les cherts et les sédiments qui les renferment 126
C. — Âge des sédiments silicifiés 127

II. — Les silicifications à opale-CT dans le crétacé supérieur du bassin de Paris 129

A. — Relations des silicifications à opale-CT avec le sédiment : exemple du stockage souterrain de Gargenville (Yvelines) 129
— Importance et fluctuations de la silicification 130
— Position stratigraphique et corrélations 130
B. — Les paragenèses à opale-CT et clinoptilolite dans le bassin de Paris 130
C. — Conclusion 132

III. — Les silex du crétacé supérieur du bassin de Paris. Nouvelles données 132

A. — Composition minéralogique et aspect pétrographique. Nouvelles données 132
— Le cœur 133
— Le cortex 133
— Un cas particulier : les silex zonés 133
— Dalles composées et brèches siliceuses 135
B. — Rapport des silex avec le sédiment 135
— Cordons et tables 135
— Dalles composées et brèches siliceuses 137
C. — Conclusion 137

IV. — Conclusion 138

CHAPITRE VIII. — DE LA SYNGENÈSE À LA DIAGENÈSE : LA FORMATION DES CORPS SILICEUX 139

I. — Modèles génétiques des silicifications 139
A. — La « maturation » 139
B. — Utilisation des modèles génétiques pour l'étude des mouvements des plaques océaniques 140

II. — Formation des porcelanites 141

III. — La diagenèse siliceuse : formation des cherts et des silex 141

A. — Facteurs contrôlant la croissance des silex 142
B. — Source de la silice et alimentation de la croissance cristalline 143
C. — La calcédoine dans les cherts océaniques 143

IV. — Conclusion : influence du milieu de dépôt sur la formation des accidents siliceux 144

CONCLUSION GÉNÉRALE 147

LISTE DES RÉFÉRENCES 149

TROISIÈME PARTIE : ANNEXES

DESCRIPTION DE QUELQUES CAROTTES 159

PLANCHES 207

Source : MNHN, Paris

Source : MNHN, Paris

AVANT-PROPOS

Parmi les nombreux problèmes sédimentologiques posés grâce au programme de forages profonds J.O.I.D.E.S., celui de l'origine des silicates, voire même de leur nature, et de leur place dans la sédimentation au Cénozoïque offrait une perspective intéressante de recherche. Conjointement avec R. Laffitte, L. Leclaire me proposa en 1973 de travailler sur cette question au sein de l'équipe qu'il anime. Mis à part des échantillons du Leg 25, l'essentiel du matériel à étudier devait provenir de carottes à piston prélevées dans l'océan Indien par le « Marion Dufresne ». Une grande partie des données de base de ce travail furent donc acquises par la participation à quatre campagnes de carottages du « Marion Dufresne ».

L'étude minéralogique des sédiments, faite au départ en diffractométrie X, ne donnant pas les résultats espérés, J. Nicolas me conseilla d'aborder la question par la spectroscopie IR. La mise au point de l'analyse sédimentologique infrarouge et l'adaptation à la nécessité de quantifier les constituants sédimentaires ont représenté un tournant décisif dans cette étude des silicates pélagiques, tournant encouragé en permanence par L. Leclaire. A son contact, j'ai pu acquérir au fil des années connaissances et esprit de recherche en géologie marine. Qu'il trouve ici l'expression très sincère de mon estime et de ma gratitude. Mais en même temps, j'ai pu quotidiennement bénéficier d'une collaboration étroite et de la mise en commun des données acquises par chacun des membres de l'équipe, sur le même matériel et bien souvent dans un même but, à bord comme au Laboratoire. Les datations précises par les nannofossiles m'ont été non seulement précieuses mais indispensables pour mener cette étude essentiellement stratigraphique : c'est à M. Denis-Clocchiatti que je les dois. J. P. Caulet me fit également profiter de ses datations des sédiments biosiliceux par les Radiolaires et, en bien des occasions, sut me soutenir et me conseiller. Je leur en suis, à tous les deux, particulièrement reconnaissant et tiens à leur témoigner ici toute mon amitié. Je n'oublierai pas non plus ceux de notre groupe qui, en participant activement aux campagnes de carottage, ont largement contribué à ce travail : P. J. Giannesini, P. Clément, A. Maurs, N. Fellah et E. Vergès.

Dans un autre domaine, R. Laffitte me fit profiter de sa connaissance de la sédimentation dans le Bassin de Paris et m'encouragea à développer la seconde partie de ce mémoire : le problème des silicifications. Je le remercie d'avoir tenu à cette note de géologie peut-être plus classique, mais complémentaire à l'étude des silicates du Paléogène et du Crétacé. J'ai ainsi pu « garder contact » avec la géologie de terrain, essentiellement à l'occasion des levers de la feuille géologique à 1/50 000 de Saint-Just-en-Chaussée.

Pendant ces six années de recherche, j'ai eu recours aux conseils de minéralogistes que je veux remercier ici pour le temps qu'ils m'ont consacré et les appareils qu'ils ont mis à ma disposition : E. A. Perseil, H. Pezerat, A. Rimsky et Cl. Willaime. Je remercie tout particulièrement J. Nicolas, grâce à qui j'ai pu réaliser tous mes diffractogrammes X et qui, avant que je puisse disposer d'un spectroscope IR au Laboratoire, me permit de réaliser mes premières analyses IR. De même à tous ceux qui, à des titres divers, m'ont aidé dans mon travail, j'adresse mes plus vifs remerciements : D. Badia, C. Germain, C. Monciardini, ainsi qu'à la Société Geostock et à ceux qui ont réalisé l'illustration de ce mémoire : P. Gaulier, M. Destarac et M. Chataux. A cette occasion, je voudrais remercier encore A. Maurs qui s'est chargée du long et difficile travail de mise en page. Je n'oublie pas non plus les équipages qui

Source : MNHN, Paris

« Marion Dufresne » dont la compétence nous a assuré le succès de chaque mission et donc le prélèvement des sédiments qui sont à la base de ce travail. J'associe à ces remerciements les Terres Australes et Antarctiques Françaises (TAAF), affrêteur du navire.

Lors de l'étape finale, la rédaction de ce mémoire, j'ai heureusement hénéficié des critiques et des conseils de J. Fabriès, J. Nicolas, M. Steinberg, et tout particulièrement de L. Leclaire. Je tiens à les en remercier chaleureusement, de même que J. Aubouin et R. Laffitte qui, en acceptant de faire aussi partie de ce jury, ont hien voulu juger mon travail.

Ce travail de recherche n'a pu être réalisé que grâce au concours financier de la D.G.R.S.T. (décisions d'aide à la recherche n° 76.7.1923, 77.7.1449 et 78.7.2196), du C.N.R.S. (RCP 212 et ATP 2562) et des T.A.A.F.

Source : MNHN, Paris

INTRODUCTION

« Silice, silex, silicification et croissance des cristaux » (Millot, 1960). Tel aurait pu être le titre de ce mémoire, axé sur l'étude et l'enseignement que peuvent apporter les silicates de néogenèse dans la sédimentation pélagique. La genèse des silex a depuis longtemps préoccupé les géologues : la présence en quantité de masses compactes de silice quasi pure dans des roches carbonatées elles-mêmes très pures est pour le moins intrigante. Un progrès décisif a été apporté par Lucien Cayeux (1929), puis plus tard grâce aux idées de Millot (1964). Pour ce dernier auteur, les choses sont claires : silicifications et néoformations argileuses sont des phénomènes liés aux climats terrestres. Il rejoint ici Erhart (1956, 1967, 1973).

Depuis le développement du programme américain de forages océaniques profonds (D.S.D.P.), le champ des investigations en matière de silicifications s'est déplacé vers les sédiments océaniques et s'est tout naturellement élargi aux néogenèses silicatées plus diffuses : argiles, zéolites et opale-CT. Le grand nombre d'accidents siliceux calcédonieux et de craies silicifiées à opale-CT (porcelanites) carottées dans les sédiments anciens ont alimenté une abondante littérature (cf. Lancelot, 1973 ; von Rad et Rösch, 1974 ; Wise et Weaver, 1974). Et l'on remonte alors sur les continents en remarquant la similitude avec les paragenèses silicatées des craies du Crétacé supérieur nord-européen (Leclaire *et al.*, 1973 ; Fröhlich, 1974). Ces paragenèses, ou tout au moins certains des minéraux qui les constituent, étaient par ailleurs connues depuis fort longtemps dans ces roches : Jukes-Brown (1889), Pezerat (1962), Duplaix et Dupuis (1958).

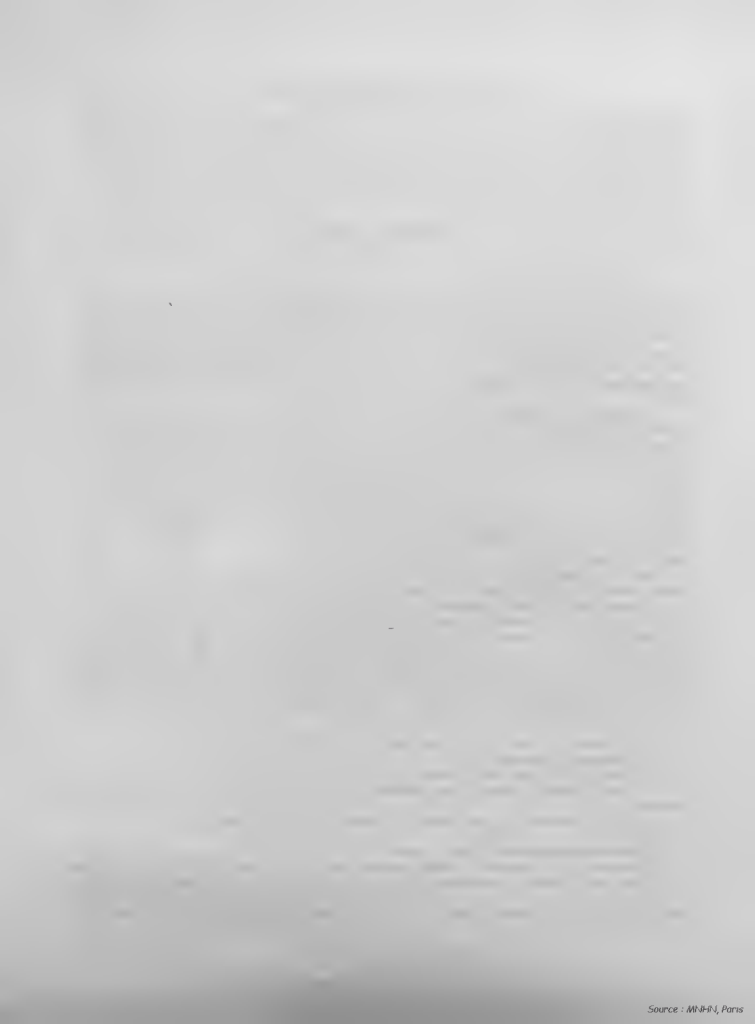
Mais la comparaison s'arrête au Crétacé supérieur, les plates-formes épicontinentales étant par la suite sorties du domaine pélagique, les bassins océaniques continuaient à évoluer et à accumuler des sédiments jusqu'à l'époque présente. Or, depuis l'Éocène, il ne s'est pratiquement plus formé d'accidents siliceux dans les sédiments pélagiques océaniques (Leclaire, 1974). Diagenèse ? Modification de l'environnement ? La polémique est encore vive. Mais la question ne manque pas d'intérêt car dans tous les cas ces variations minérales ont une signification phénoménologique à rechercher. Qu'il s'agisse de diagenèse ou de modifications de l'environnement, la compréhension des phénomènes anciens doit s'appuyer sur un plan de référence : l'époque actuelle ou très récente. Les relations entre objets observés et phénomènes ayant présidé à leur formation — et la « source » — peuvent être mieux appréhendées. La question se pose ainsi à l'heure actuelle :

— Se forme-t-il actuellement des silicates sur les fonds océaniques ?
— Comment se forment-ils ?
— Quelle est la source des éléments constitutifs ?
— Sont-ils stables ? (peuvent-ils se transformer avec l'âge et la profondeur pour former d'autres minéraux ?)
— Y-a-t-il évolution des paragenèses en fonction de l'âge des sédiments ?

Bien d'autres questions se posent encore.

Je tenterai dans ce volume d'apporter quelques éléments de réponse avec les observations que j'ai pu faire dans le Crétacé supérieur du bassin de Paris et dans les sédiments pélagiques du Tertiaire et du Quaternaire de l'océan Indien austral. Partant de l'étude des silicates, nous essaierons d'aller, selon l'expression de P. Routhier (1967), « de l'objet à la genèse », et par elle de remonter aux événements qui ont pu l'influencer.

Source : MNHN, Paris



Source : MNHN, Paris

PREMIÈRE PARTIE

SUCCESSION SÉQUENTIELLE DES SILICATES AU CÉNOZOÏQUE

Source : MNHN, Paris

Source : MNHN, Paris

CHAPITRE I

GÉNÉRALITÉS : CADRE ET MÉTHODES

Cadre océanique

Un des caractères originaux de l'océan Indien est sa fermeture au Nord par la masse du continent indo-asiatique. Sa plus grande extension se trouve ainsi dans l'hémisphère austral. Il y est subdivisé en profonds bassins (jusqu'à 5 400 m dans le bassin Indien central) par un réseau de trois dorsales médio-océaniques issues d'un « point triple » (fig. I.1), de plateaux et rides aséismiques. De plus, dorsales et bassins sont recoupés par des failles transformantes qui se manifestent souvent par de puissants reliefs basaltiques. En particulier, la ride du 90e Est serait la marque d'une ancienne faille transformante qui, comme son homologue, la ride de Chagos-Laccadive, matérialiserait la remontée de l'Inde vers le Nord (cf. Sclater *et al.*, 1974 ; Schlich, 1974). Rappelons à ce propos que la fragmentation du Gondwana qui a donné naissance à l'océan Indien s'est effectuée au cours du Crétacé, le fait majeur étant la montée du continent indien vers le Nord (cf. Sclater *et al.*, 1974) avec une vitesse d'expansion rapide, ralentie ensuite au cours de l'Éocène à la suite de la collision entre l'Inde et le continent asiatique (Sclater *et al.*, 1974). D'autres phénomènes ont suivi cet événement : séparation Antarctique-Australie, changement de direction d'expansion, création de la branche ouest, etc... (Schlich, 1974).

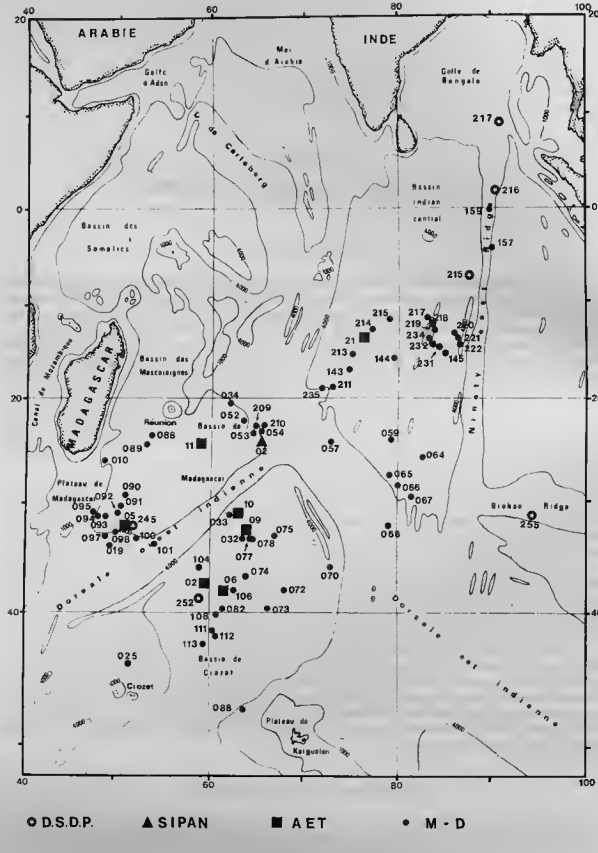
Du point de vue hydrologique, deux phénomènes sont importants pour la sédimentation : la circulation des eaux de surface et celle des eaux profondes. Le système de courants de surface équatoriaux (divergences équatoriales) est entretenu par les alizés soufflant du Sud-Est dans l'hémisphère sud. Mais, dans la partie septentrionale de l'océan Indien, le rythme saisonnier des vents de moussons contrarie ce mouvement des masses d'eaux. A ces divergences, impliquant des remontées d'eaux, est associée une ceinture de productivité planctonique qui conditionne le faciès des sédiments sur le fond. Un phénomène du même ordre se produit au Sud, avec la présence d'un front polaire et son système de convergences-divergences auquel est associée une ceinture à haute productivité (ceinture antarctique). Ce complexe hydrologique serait sous l'influence du puissant courant circumantarctique, impliquant le déplacement de masses d'eaux vers l'Est, jusqu'à plusieurs milliers de mètres de profondeur.

Quant aux eaux de fond, elles sont également animées de mouvements grâce à la force de Coriolis (courants géostrophiques). Pour l'océan Indien (cf. Leclaire, 1979), les masses d'eaux froides formées en mer de Weddel peuvent être dirigées à la faveur de la morphostructure de l'océan Indien dans les principaux bassins et jusqu'au nord du bassin Indien central. Bien qu'ils soient mal connus, on pense que ces courants peuvent perturber la sédimentation : vannage, non-dépôt, érosion, transport de particules (Leclaire, 1979). Mouvements de masses d'eaux et circulations atmosphériques ont une grande importance dans la sédimentation.

Prélèvements et échantillonnage

Cinq campagnes océanographiques du « Marion Dufresne » (MD 00, MD 06, MD 09, MD 13, MD 14), navire ravitailleur des Terres Australes et Antarctiques Françaises (TAAF), ont permis de

Source : MNHN, Paris



O D.S.D.P. ▲ SIPAN ■ AET • M - D

FIG. I-1. — Cadre océanique et position des prélèvements cités dans le texte.

Source : MNHN, Paris

prélever dans les bassins de Crozet, Madagascar et Indien central, les quelque 150 carottes qui sont à la base de ce travail, avec en complément un échantillonnage du site du D.S.D.P. 25-245 (bassin de Madagascar). La majorité des prélèvements ont été effectués avec un carottier à piston de type Kullenberg auquel est associé un carottier-pilote (par gravité) muni d'un tube court (4 m à 1,5 m). En outre, on a couramment utilisé des préleveurs à grande section A.E.T. (1/4 m²) et S.I.P.A.N. (1 m²).

A bord du navire, les carottes sont découpées en sections de 1,5 m puis étudiées au microscope de manière à établir le log lithostratigraphique. Une fois mises en étui, les sections sont stockées en chambre froide dans le navire, puis au laboratoire.

Les échantillons destinés aux différentes analyses sont choisis suivant des critères précis : position stratigraphique, pureté de l'assemblage des microfaunes, pureté du faciès, absence de discontinuité, etc... Dans certaines carottes, on a effectué des prélèvements volumétriques à maille serrée (10 cm) pour la mesure des teneurs en eau et du taux d'accumulation. Les analyses ont donc été menées en premier lieu sur des sédiments biogènes bien datés (datation par les nannofossiles : M. Denis-Clocchiatti ; datation par les Radiolaires : J. P. Caulet) et ensuite sur les boues rouges azoïques.

Méthodes analytiques

Les carottes ont été réétudiées à terre au microscope, à raison de plusieurs frottis par section, ce qui représente la description qualitative et quantitative de près de 3 000 préparations microscopiques (cf. annexes). Les roches indurées et silicifiées ont été étudiées au microscope en plaques minces. En dehors des études microscopiques, l'analyse minéralogique a surtout été menée en spectroscopie infrarouge (IR). Les autres méthodes analytiques employées en appui et pour des études particulières sont bien connues et on se contentera ici de les citer.

La diffractométrie X, utilisée sur les diverses fractions granulométriques non orientées et orientées, a surtout servi de contrôle à l'interprétation des spectres infrarouges. Elle est en grande partie à la base de l'étude des silicifications (environ 200 diffractogrammes).

L'analyse fractionnée d'échantillons volumétriques a permis de contrôler (après attaque à HCl 4N puis CO_3Na_2 à chaud) la valeur pondérale de certains constituants : silice biogène et fraction détritique grossière sur tamis, dosage du Fer et de la silice mobilisables, en colorimétrie. Cette méthode n'a pas donné les résultats espérés en raison de l'excès de silice solubilisée altérant les mesures colorimétriques, et surtout de l'insuffisance de l'attaque alcaline qui non seulement ne rend pas compte de la totalité de la silice disponible, mais surtout peut provoquer la précipitation de produits secondaires (Farmer *et al.*, 1977).

Les analyses thermiques, différentielle et pondérale (ATD et ATP), ont contribué à la description structurale des silicates ferrifères (complexes silico-ferriques amorphes et smectites ferrifères).

La microscopie électronique à balayage (MEB) a été largement employée dans l'étude des craies et des silicifications associées, en parallèle avec la microanalyse X. Des cartes de répartition élémentaires (Si, Ca, Mg, Al) ont été obtenues à partir de sections polies correspondant aux plaques minces. La composition chimique élémentaire des silicates ferrifères a été contrôlée de cette manière sur des particules et des amas globulaires isolés.

Enfin, on s'est adressé à la *microscopie électronique à transmission (MET) et à la diffraction électronique* pour l'étude cristallographique des formes de silice authigènes : opale-CT et quartz.

Application de la spectroscopie IR en sédimentologie

D'une utilisation courante en chimie organique depuis une quarantaine d'années, la spectroscopie d'absorption infrarouge n'a commencé à être utilisée en minéralogie que vers les années 1950, et beaucoup plus récemment en sédimentologie.

L'analyse spectrale IR est basée sur l'interaction entre un rayonnement électromagnétique du domaine infrarouge et la matière. L'énergie apportée par la radiation IR peut, dans des conditions

Source : MNHN, Paris

précises, exciter les molécules et les faire passer à un niveau d'énergie plus élevé : il y a alors absorption d'énergie par la matière. Ce transfert d'énergie modifie l'état quantique de *vibration* des molécules et non leur structure électronique (modifiée seulement par des rayonnements électromagnétiques de fréquence — donc d'énergie — plus élevée). L'absorption ne se manifeste que lorsque l'énergie de l'onde IR est la même que celle nécessaire pour faire passer la molécule de l'état normal à l'état de vibration excité. En outre, seuls les modes de vibration d'une molécule impliquant une variation du moment dipolaire sont susceptibles d'interagir avec le rayonnement électromagnétique, et donc de capter de l'énergie.

L'énergie portée par l'onde incidente étant fonction de sa fréquence ($E = h.\nu$), il s'ensuit que la matière n'absorbera que des rayonnements IR de fréquence précise, correspondant aux fréquences des modes de vibration de chacune des molécules rencontrées. Ces fréquences sont déterminées par des paramètres propres à chaque type de molécule : nombre d'atomes, nombre d'éléments différents, masse atomique, distances interioniques, symétrie de la molécule, état liquide, gazeux ou solide, etc... Autant dire que les fréquences d'absorption caractérisent des *groupements chimiques*, *des liaisons*. Dans le cas des cristaux, des vibrations réticulaires s'y ajoutent. Connaissant ces caractéristiques des molécules, le calcul théorique peut permettre de prévoir le type et le nombre des modes de vibrations, ainsi que leur fréquence (Avram et Mateescu, 1970).

Spectre d'absorption des substances minérales solides. En pratique, on enregistre sur les appareils le rapport de la puissance radiante initiale (P_0) à la puissance transmise (P), à partir d'un faisceau IR de référence et d'un faisceau traversant l'échantillon. Les absorptions d'énergie se traduiront sur les spectres par des variations de la *Transmission* ($T_{(\%)} = P/P_0$) à certaines fréquences. Par analogie avec les absorptions sous forme de bandes observées sur les spectres à prismes à la fin du siècle dernier, les « pics » d'absorption (variations de la Transmission) enregistrés sur les appareils modernes (fig. 1.2) sont également appelés *bandes d'absorption*.

On enregistre donc point par point la Transmission pour chaque longueur d'onde en faisant varier celle-ci grâce à un système de réseaux, entre 2,5 et 50 microns. Pour des raisons pratiques, l'unité la plus couramment utilisée en infrarouge est le « cm^{-1} » (nombre d'ondes par centimètre) qui équivaut à une fréquence :

$$\nu\ (cm^{-1}) = \frac{1}{\lambda\ (cm)} = \frac{10\,000}{\lambda\ (\mu m)}$$

A chaque bande d'absorption correspond théoriquement un mode de vibration d'une molécule. En fait, on n'observe souvent que l'enveloppe de plusieurs bandes composées (complexité de la structure de rotation-vibration, dimension finie des fentes optiques, etc...) et, d'une manière générale, des bandes relativement élargies au lieu des fines raies de la théorie. Malgré ce phénomène d'élargissement des raies, la structure moléculaire d'un corps solide est caractérisée par son spectre infrarouge. Étant donné l'importance de certains paramètres moléculaires (nature des liaisons, type d'atomes impliqués, groupe ponctuel de symétrie de la molécule), les groupements chimiques communs à certains corps (CO_3, SiO_4, SO_4, PO_4, OH, C —, C ≡, etc...) ont toujours, quels que soient les radicaux qui leur sont associés, des fréquences de vibrations propres qui varient peu dans un domaine étroit. On a ainsi des fréquences de groupes caractéristiques pour les sulfates, les carbonates, les molybdates, les silicates, les hydroxydes, etc... Les différentes particularités de chaque molécule font que toute substance chimique a un spectre IR spécifique.

Détermination des minéraux. Transposé aux problèmes minéralogiques (cf. Adler, 1963), ce principe permet l'étude structurale et la détermination des substances amorphes comme des cristaux (voir description de quelques silicates ci-après). Comme en diffractométrie X, la détermination se pratique par l'attribution à un minéral d'une séquence de bandes d'absorption dont les fréquences et les intensités relatives sont connues (cf. fig. 1.5). Cette approche nécessite la connaissance préalable du spectre des minéraux. Bien qu'il existe à présent des atlas IR pour la minéralogie (van der Marel et Beutelspacher, 1976), l'aspect des spectres reste dans une large mesure dépendant des procédures analytiques. Aussi,

Source : MNHN, Paris

l'identification des minéraux nécessite-t-elle l'établissement d'un fichier de spectres de substances pures. L'appui de la diffraction X est indispensable, au moins au départ. Mais le dépouillement est grandement facilité par la connaissance d'un petit nombre de *fréquences de groupe* caractéristiques. Au-delà de l'identification des minéraux, l'analyse IR apporte dans beaucoup de cas des informations sur leur structure et leur chimisme, surtout en ce qui concerne les minéraux phylliteux (cf. Farmer, 1968, 1971, 1974b). Plus encore, l'intérêt de l'analyse IR est de donner accès à l'identification des substances amorphes et, d'une manière plus générale, aux problèmes de désordre dans la matière (White, 1974a).

Cependant, tous les minéraux ne peuvent être déterminés en mélange avec la même rigueur qu'en diffractométrie X, et en particulier les halogénures qui n'absorbent pas dans la plus grande partie du domaine spectral des appareils courants (d'où leur utilisation comme fenêtres des cellules d'analyse et comme diluant des échantillons). Certains silicates (les tectosilicates, en particulier) ont un spectre qui, bien que spécifique, ne peut être utilisé pour leur détermination dans les sédiments, en raison du nombre élevé et de la mauvaise définition des bandes d'absorption spécifiques (cas des solutions solides et minéraux à symétrie très basse) : l'analyse IR des sédiments détritiques ou des hémipélagites ne peut être employée que comme complément à la diffraction X et à l'étude microscopique. Le sédimentologiste ne pourra l'utiliser avec profit que pour un certain nombre de minéraux : carbonates (Adler et Kerr, 1962, 1963a, 1963b ; Chester et Elderfield, 1967 ; White, 1974b), sulfates (Ross, 1974b), phosphates (Ross, 1974a), oxydes (Farmer, 1974a) et hydroxydes, les phases de silice libre et plus généralement les silicates à symétrie élevée ou possédant des groupements hydroxyles structuraux (phyllites, zéolites, etc...). A l'intérieur de ces groupes, les espèces minérales peuvent être déterminées non seulement pures, mais aussi mélangées à d'autres minéraux (van der Marel, 1966 ; Chester et Elderfield, 1968 ; Flehmig et Kurze, 1973), ce qui autorise l'emploi de la spectroscopie IR pour l'analyse globale des sédiments.

Procédure. La méthode utilisée ici en routine est celle du pastillage dans le KBr (appareil utilisé : Pye Unicam SP 2000). Pour contrôle, des analyses ont aussi été faites sur poudre brute dispersée dans un liquide d'indice (Hexachlorobutadiène) dans une cellule à fenêtres de KBr (appareil utilisé : Perkin Elmer 577).

La nécessité d'obtenir un grain de 2 microns environ impose un broyage prolongé, dont la durée dépend de la taille et de la dureté des grains. Il doit être effectué de préférence en milieu liquide volatil (alcool par exemple), de manière à éviter des modifications structurales (Farmer, 1968). L'échantillon une fois broyé (ici, sous acétone) est dilué et mélangé à du KBr desséché. La dilution est variable suivant les résultats que l'on veut obtenir et la nature des constituants des sédiments. Dans le cas des dépôts pélagiques où carbonates, silice et argiles sont majeurs, un mélange à 0,25 % dans le Kbr offre un compromis satisfaisant entre la profondeur des bandes d'absorption OH des phyllites (3 400-3 700 cm^{-1}) et celle des silicates et des carbonates (en dessous de 1 500 cm^{-1}). En prévision de l'analyse quantitative, le mélange doit être fait avec précision : pour 2 grammes de mélange, on pèse 5 mg d'échantillon et 1 995 mg de KBr, avec une erreur relative de l'ordre de 1/100 mg. L'ensemble est homogénéisé pendant 5 minutes environ au mortier d'agate. On peut alors procéder au pastillage.

Pastillage et analyse. L'analyse spectroscopique nécessite la fabrication de pastilles transparentes : on utilise les propriétés plastiques des halogénures soumis à des pressions modérément élevées. Encore une fois, le choix du poids des pastilles dépend de ce que l'on veut obtenir et de la dilution initiale. Les pastilles employées ici ont été obtenues par pressage de 300 mg de mélange (contenant donc 0,75 mg d'échantillon) sous vide, à une pression de 11 à 12 T/cm^2 pendant une minute (cf. Badia, 1974). Les pastilles ont alors une épaisseur (= trajet optique) de 0,83 mm environ pour 13 mm de diamètre. Après ces différentes manipulations, la précision des mesures réclame un contrôle du poids de la pastille (perte courante de 1 mg de matière) et une vérification de la taille et de la dispersion des particules au microscope.

Les poudres fines absorbant toujours une certaine quantité d'eau, très gênante pour l'étude des argiles (forte absorption dans le domaine des vibrations OH), il est nécessaire de faire séjourner les pastilles à l'étuve (110°C) pendant quelques heures (Farmer, 1968) : la microporosité du disque de KBr permet l'évacuation des H_2O, mais empêche une réhydratation rapide. Le temps d'étuvage peut

Source : MNHN, Paris

d'ailleurs être extrêmement variable suivant les produits analysés. Dans les sédiments pélagiques, les pastilles doivent être maintenues à l'étuve pendant 48 heures en raison de l'importance des silicates amorphes, fortement hydratés. Dans tous les cas, cette procédure demande une première analyse avant le passage à l'étuve, le spectre de l'échantillon déshydraté pouvant ensuite être limité au domaine des fréquences de vibrations de valence OH et H_2O (3 000-3 800 cm^{-1}). La réhydratation peut être contrôlée en analysant la pastille à nombre d'ondes constant (1 650 cm^{-1}, vibrations de déformations H_2O).

Analyse quantitative. Dans les mélanges de substances, la profondeur des bandes d'absorption est une fonction exponentielle de la concentration (loi de Lambert-Beer) :

$$\frac{P}{P_0} = T = e^{-\alpha.l.c} \text{ et } \alpha.l.c = A \quad (1)$$

ou encore, en utilisant les logarithmes décimaux :

$$\log \frac{1}{T} = A \quad (2)$$

où P_0 = puissance radiante initiale ; P = puissance radiante transmise ; α = coefficient d'extinction spécifique ; c = concentration ; l = longueur du trajet optique ; T = *Transmission* ; A = *Absorbance.*

α est une constante. La profondeur des bandes (en % de Transmission) est une grandeur indépendante des autres constituants, ce qui donne accès à l'analyse quantitative sans adjonction d'étalons internes. En réalité, le problème est parfois délicat dans le cas de substances solides, surtout en raison d'un effet de matrice gênant et provoquant une variation du coefficient d'extinction spécifique. On peut compenser cet effet par le calcul en mesurant α dans différentes matrices. Mais le problème le plus difficile reste celui des bandes multiples ou mal résolues, qui peuvent entraîner une erreur relative plus importante dans les calculs. On s'adresse donc de préférence aux bandes d'absorption les plus fines et à coefficient d'extinction élevé. En outre, la taille du grain a une grande importance, et doit être inférieure aux longueurs d'ondes utilisées pour éviter les effets de diffraction et de dispersion qui atténuent et élargissent les bandes d'absorption (Keller et Pickett, 1949), ou même modifient leur fréquence (Farmer et Russel, 1966). On doit tenir compte de ces particularités dans la préparation des échantillons.

La précision des mesures dépend donc de la rigueur et de la standardisation de la procédure de préparation, ainsi que de l'état du matériel (moule à pastiller, en particulier) et du réglage des appareils. Toutes les analyses quantitatives ont été faites sur un appareil Pye Unicam SP 2000 (200-4 000 cm^{-1}), les premiers essais sur un Perking Elmer 467 (250-4 000 cm^{-1}). Quelque 900 spectres ont ainsi été réalisés.

Étant donné l'absorption propre au KBr et le mélange de constituants, la transmission n'est jamais égale à 100 % au départ et, de ce fait, l'absorbance des bandes ne peut être calculée directement. On défalque ces effets par le calcul (cf. Price, 1973) en établissant une ligne de base (fig. I.2 ; van der Marel, 1966 ; Chester et Elderfield, 1968 ; Price, 1973 ; Flebmig et Kurze, 1973) qui permet d'obtenir la Transmission initiale T_0. Partant de la relation (2) on a alors :

$$A = \log \frac{1}{T} - \log \frac{1}{T_0} ; \text{ d'où :}$$

$$A = \log T_0 - \log T \text{ et, en tenant compte de l'expression (1) :}$$

$$c = \frac{\log T_0 - \log T}{\alpha.l} \quad (3)$$

(3) est une fonction linéaire passant par l'origine des axes (fig. I.6).

Dans le cas de superposition de bandes d'absorption de constituants différents, les absorbances s'ajoutent sur les spectres. Schématiquement, deux cas peuvent se présenter.

Source : MNHN, Paris

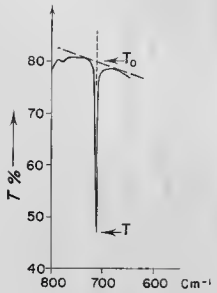
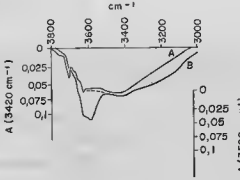


Fig. I-2 — Construction de la ligne de base pour le calcul de l'absorbance et de la concentration. Bande à 714 cm^{-1} de la calcite.

Fig. I-3. — Établissement de la ligne de base (tracée en tiretés) pour la bande d'absorption OH à 3 590 cm^{-1} des smectites ferrifères (B). Cette ligne est tracée d'après le contour de la bande d'absorption ($OH-H_2O$) des complexes silico-ferriques amorphes en l'absence de smectites ferrifères (A). Pour les deux spectres A et B, la teneur en complexes amorphes est très voisine. L'absorbance de leur bande H_2O (3 420 cm^{-1}) est proche, et la profondeur de ces bandes est comparable sur le graphique car elles ont une même ligne de base (89 % T, ligne que l'on a confondue avec l'axe des fréquences). Les échelles d'absorbance dans les conditions de la figure sont représentées à gauche pour les complexes amorphes (3 420 cm^{-1}, T_0 = 89 %) et à droite pour les smectites ferrifères (3 590 cm^{-1}, T_0 = 78 %).



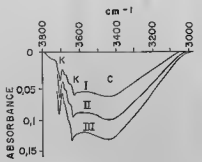


Fig. I-4. — Variation de l'absorbance de la bande H_2O (3 420 cm^{-1}) des complexes silico-ferriques amorphes, fonction de leur concentration (cf. fig. I-5). Ligne de base commune aux trois spectres à 91 % (confondue avec l'axe des fréquences). En ordonnées, échelle logarithmique de l'absorbance dans les conditions de la figure (T_0 = 91 % à 3 420 cm^{-1}). Spectres d'échantillons de sédiments bruts.
K = kaolinite ; Co = complexes amorphes.

Source : MNHN, Paris

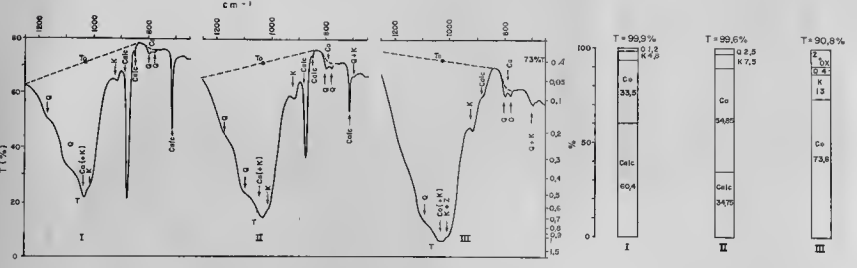


FIG. I-5. — Importance relative et détermination des constituants dans les sédiments pélagiques. Mêmes échantillons que sur la figure I-4 (entre 650 et 1 250 cm^{-1}) La bande d'absorption Si-O des silicates, centrée sur 1 030 cm^{-1} (ligne de base en tiretés, définissant à 1 030 cm^{-1} une transmission T_o= 73 % dans les trois cas) est essentiellement due aux complexes amorphes (environ 6 fois plus abondants que la kaolinite ; cf. I-5 b) : comparer avec la fig. I-4. Noter les fines bandes spécifiques de la calcite et du quartz (ligne de base figurée en tiretés vers 800 cm^{-1}), et la bande d'absorption conjuguée du quartz et de la kaolinite à 700 cm^{-1}. Le cumul des % de tous les constituants déterminés (I-5b) approche 100 % pour les échantillons I et II, mais seulement 91 % dans le cas de l'échantillon III, en raison de la présence de phillipsite (7 % ?) et d'oxy-hydroxydes (1-2 % ?) non quantifiables directement. La facies des sédiments peut se définir à partir des spectres.
I = boue calcaire à complexes amorphes ; II = boue carbonatée brune à complexes amorphes ; III = boue rouge à complexes amorphes. Présence de kaolinite et de phillipsite.
Co = complexes silico-ferriques amorphes ; Calc = Calcite ; K = kaolinite ; Q = quartz ; Z = Phillipsite.

Source : MNHN, Paris

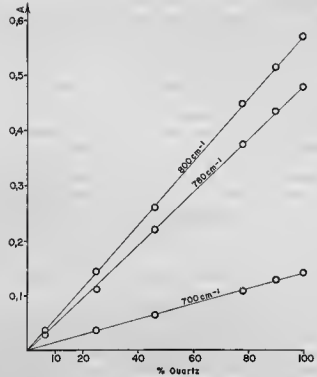


Fig. I-6. — Variation de l'absorbance en fonction de la concentration pour trois bandes d'absorption caractéristiques du quartz, en matrice argileuse. Mélange dosé quartz-montmorillonite. Les points sont alignés suivant des droites passant par l'origine des axes et constituant des droites-étalon pour chacune des trois bandes d'absorption.

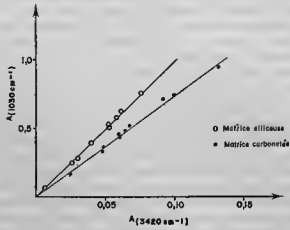


Fig. I-7. — Corrélation entre l'absorbance de deux bandes des complexes silico-ferriques amorphes : H_2O (3 420 cm^{-1}) et Si-O (1 030 cm^{-1}). Analyses de sédiments biogènes bruts (carbonatés et siliceux) pauvres en phyllites (moins de 2 %) et sans zéolites. La bande d'absorption Si-O est représentative des complexes amorphes seuls, ou presque. L'effet de matrice apparent est en réalité dû à la plus faible proportion d'hydroxyles des complexes amorphes en faciès biosiliceux. On peut calculer les concentrations sur l'une ou l'autre des deux bandes.

Source : MNHN, Paris

• *Bandes d'absorption superposées*, mais bien résolues à des fréquences différentes. L'exemple de la figure I.3 est courant, avec une absorption très large (ici due aux complexes silico-ferriques amorphes) sur laquelle est « greffée » une bande supplémentaire (absorption due aux OH structuraux des smectites ferrifères : 3 590 cm^{-1}). Le calcul de l'absorbance de la large bande à 3 420 cm^{-1} des complexes amorphes est simple, la ligne de base étant tracée sans difficultés. Mais pour les smectites ferrifères (3 590 cm^{-1}), on ne peut calculer l'Absorbance à partir de la même ligne de référence. On peut considérer que l'absorption due aux vibrations OH des smectites ferrifères a comme point de départ (absorption 0) le contour de la bande d'absorption des complexes amorphes à 3 590 cm^{-1} (centrée sur 3 420 cm^{-1}) qui servira de ligne de base (fig. I.3). On notera que si l'échelle des Transmissions est linéaire, celle des Absorbances est *logarithmique* (voir fig. I.3 à I.5), ce qui fait que plus la ligne de base d'une bande d'absorption est située à des Transmissions faibles, et plus son importance apparente sera réduite. C'est la raison pour laquelle on a différencié sur la figure I.3 l'échelle d'Absorbance des deux bandes principales. De la même manière, du point de vue de la représentation graphique, on ne peut comparer que des bandes d'absorption de même Transmission initiale (89 % T sur la fig. I.3, 91 % T sur la fig. I.4 et 73 % T sur la fig. I.5). Par exemple, une bande d'absorption ayant une Absorbance de 0,05 environ aura une profondeur de 20 mm sur les enregistrements Pye Unicam si elle a comme point de départ 90 % de Transmision, mais seulement 2,2 mm si la ligne de base est à 10 % T. En conséquence, les bandes d'absorption développées dans les faibles Transmissions sont mal résolues, et l'erreur dans le calcul de l'Absorbance est plus importante.

L'estimation des constituants d'un sédiment à partir de bandes d'absorption conjuguées est donc plus précise pour des Transmissions élevées. A condition de posséder des spectres de référence de substances pures, les moindres détails correspondant à des absorptions supplémentaires ont une signification qu'il est souvent possible de préciser. Sur la figure I.3 par exemple, la faible absorption supplémentaire constatée entre 3 100 et 3 300 cm^{-1} sur le spectre B (boue rouge) serait due aux vibrations OH des oxy-hydroxydes métalliques, non décelables sur le spectre A (boue carbonatée brune). D'une manière générale, à condition de connaître les fréquences de vibration précises des molécules intéressées et le profil des lignes de base, le calcul des Absorbances — même faibles — est toujours possible.

• *Constituants différents absorbant à la même fréquence ou à des fréquences très voisines.* Il n'est alors plus possible de définir de lignes de base séparées. Un exemple type est celui des bandes d'absorption Si-O vers 1 030 cm^{-1}, communes à de nombreux silicates (cf. fig. I.5). En temps normal, le calcul des concentrations des silicates s'effectue sur des bandes spécifiques, mais on peut être amené à effectuer les calculs à 1 030 cm^{-1} à titre de contrôle dans les mélanges de silicates.

La comparaison des différentes bandes d'absorption de minéraux en mélange à des concentrations connues permet de vérifier la rigueur de la loi d'Absorbance pour chaque bande d'un même minéral (fig. I.6) et justifie l'utilisation de telle ou telle d'entre elles en fonction des besoins. Ceci est particulièrement utile pour l'estimation des teneurs en complexes silico-ferriques amorphes (fig. I.4 et I.5), où hydroxyles et H_2O peuvent être en proportions sensiblement variables (voir ci-après) : la mesure des concentrations faite sur la bande Si-O (1 030 cm^{-1} environ) est préférable à celle menée sur l'absorption H_2O (3 420 cm^{-1}). On constate cependant (fig. I.7) la bonne corrélation entre ces deux bandes d'absorption pour une même matrice, ainsi que l'importance plus faible des hydroxyles en milieu biosiliceux.

Ainsi, l'étude des sédiments où les complexes silico-ferriques amorphes représentent plus de 70 % de la fraction non biogène montre que la bande d'absorption Si-O à 1 030 cm^{-1} peut aussi être utilisée pour déterminer la concentration de certains silicates. Lorsque plusieurs minéraux absorbent dans cette région, la bande observée n'est que la résultante des absorptions de chaque minéral. Connaissant le coefficient d'extinction propre à chacun d'entre eux à cette fréquence (d'ailleurs assez voisins), on a pu contrôler ce principe, qui permet en outre de calculer plus justement la teneur en complexes amorphes en présence de smectites ferrifères, ou l'inverse (fig. I.8). Dans la majorité des cas, les silicates majeurs des sédiments analysés (complexes amorphes, smectites ferrifères, kaolinite et parfois montmorillonite) ont autorisé ce calcul. Les concentrations en phyllites sont calculées à partir des bandes OH (structuraux) : la connaissance de ces concentrations permet de mesurer l'Absorbance pour chacun de ces silicates à 1 030 cm^{-1}, que l'on défalque de l'Absorbance totale ; il reste alors une absorbance que

Source : MNHN, Paris

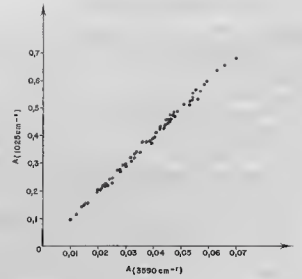


Fig. I-8. — Corrélation entre l'absorbance des bandes OH (3 590 cm^{-1}) et Si-O (1 025-1 030 cm^{-1}) des smectites ferrifères dans des sédiments bruts de toute faciès (carbonatés, hiosiliceux et boues rouges argileuses). L'absorbance de la bande Si-O due aux smectites ferrifères est obtenue indirectement après soustraction de l'absorbance due aux complexes silico-ferriques amorphes (concentration calculée à 3 420 cm^{-1}), à la kaolinite (concentration calculée à 3 700 cm^{-1}) et à la montmorillonite (concentration calculée à 3 628 cm^{-1}) :

$$A_{Sm} = A_T - (A_{Co} + A_K + A_{Mt})$$

Par contre, l'absorbance à 3 590 cm^{-1} est calculée directement (voir fig. I-3).

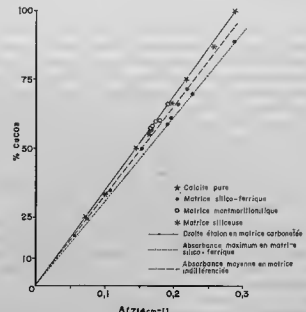


Fig. I-9. — Effet de matrice dans le calcul des concentrations en carbonates (bande d'absorption de la calcite à 714 cm^{-1}). La droite-étalon en matrice carbonatée a été obtenue pour des mélanges artificiels. Les teneurs en calcite des autres points sont connues par calcimétrie. On remarque que l'effet de matrice est beaucoup plus sensible en matrice silico-ferrique (limite extrême figurée en pointillés). Pour une analyse rapide, on peut utiliser une droite-étalon intermédiaire (en tiretée sur la figure) donnant une erreur maximum de $\pm$ 5 %. Mais dans une matrice déterminée, l'erreur relative est plus faible (1 % environ par rapport à la calcimétrie ; 0,5 % pour des mélanges prédosés).

Source : MNHN, Paris

l'on peut attribuer aux complexes amorphes. Les teneurs obtenues par ce moyen sont comparées pour contrôle avec celles calculées à 3 420 cm^{-1}, compte tenu de l'effet de matrice. On peut opérer le même calcul pour les smectites ferrifères (fig. I.8). Un écart trop important serait l'indice de la présence d'un silicate non décelé sur le spectre.

Ces calculs en séquence peuvent être appliqués à d'autres bandes d'absorption des silicates, et en particulier pour l'estimation du quartz (fig. I.6) en présence de fortes proportions de silice biogène (absorbe vers 800 cm^{-1}) ou de kaolinite (absorption vers 700 cm^{-1}). Pour connaître la concentration en silice biogène, il est nécessaire de défalquer de la bande à 800 cm^{-1} l'effet dû au quartz (dont la concentration est alors calculée à 780 ou 700 cm^{-1}). Sans ces calculs de routine, la présence de silice biogène en faible proportion, visible au microscope, ne serait pas décelable au premier coup d'œil sur les spectres. Un cas similaire est celui de la montmorillonite à faible teneur (quelque %) que l'on met en évidences par le calcul dans les boues rouges à kaolinite de l'extrémité occidentale de la province à montmorillonite (cf. « les silicates dans la sédimentation pélagique récente ») : elle n'est évidente sur les spectres IR qu'après élimination des complexes amorphes et des carbonates.

L'utilisation des bandes Si-O devient difficile lorsque la silice biogène ou le quartz est en proportion importante comparable à celle des silicates, la bande centrée sur 1 030 cm^{-1} n'étant alors plus résolue de celle de la silice libre à 1 085 cm^{-1}. Les lignes de base (profil virtuel des deux bandes d'absorption confondues) ne peuvent plus être tracées directement. Cependant, la concentration de ces minéraux pouvant être calculée sur les autres bandes d'absorption spécifiques, on peut retracer par le calcul le contour virtuel approximatif des deux bandes, connaissant les différents coefficients d'extinction (α), les concentrations (c) et la Transmission minimum (T) à la fréquence reconnue (1 030 cm^{-1} pour les silicates cités et 1 085 cm^{-1} pour la silice). On calculera la Transmission initiale (T_0) pour ces deux fréquences :

Rappelons que $A = \alpha.l.C$; on aura :

$$T_0 = 10^{\,([\log T] + A)}$$

On obtient deux points dont la position permet de juger de la (ou des deux) ligne de base et, partant, du profil virtuel des deux bandes d'absorption. A priori, cette reconstitution n'apporte rien au calcul des concentrations, déjà évaluées ailleurs. Cependant, on peut affiner par ce moyen la connaissance et l'interprétation des spectres de mélange silice-silicates. Il ne s'agit ici que d'un exemple et, partant de ce principe, on peut envisager une interprétation structurale plus riche à partir de bandes d'absorption à très faible coefficient d'extinction, ou encore très larges et assorties d'épaulements. Les progrès techniques réalisés ces dernières années dans la conception des appareils et la possibilité de les coupler à des calculateurs périphériques laissent entrevoir un très vaste champ d'applications pour cette méthode et une simplification considérable des calculs des concentrations ; tous les calculs exposés sont directement réalisés par rapport à des spectres-témoins enregistrés en mémoire. Enfin, l'analyse simultanée de substances étalons à des concentrations connues sur le deuxième faisceau offre également la possibilité d'obtenir des dosages précis (Chester et Elderfield, 1968).

Précision des mesures. La précision des mesures IR sur la concentration des substances minérales dans les sédiments pélagiques dépend d'un petit nombre de facteurs déterminants.

• *La finesse du broyage.* Il a été démontré (Duyckaerts, 1959) que la loi d'absorption s'appliquait sous sa forme fondamentale dans l'analyse des poudres si le diamètre des particules était inférieur à 2-3 µm, leur concentration faible dans le milieu dispersant et leur répartition homogène. Un grain trop grossier provoquerait un élargissement des bandes d'absorption, une mauvaise définition des fréquences, et surtout une diminution apparente des coefficients d'extinction spécifiques. En première approche, on peut estimer que la granulométrie est satisfaisante lorsque des broyages supplémentaires ne provoquent plus d'élévation des coefficients ; le contrôle microscopique systématique a permis de situer cette limite vers 3 µm environ. *En dessous de cette valeur, la loi de Lambert-Beer s'applique dans toute sa rigueur,* comme en témoignent les courbes d'étalonnage (voir plus haut). Le contrôle du grain apparaît ici essentiel, et conditionne l'utilisation de la spectroscopie IR pour le dosage des constituants des sédiments.

Source : MNHN, Paris

• *Pesées et manipulations.* Si l'on prend la précaution de faire les pesées en atmosphère sèche, l'erreur relative sur la concentration qui leur est due, ainsi qu'aux pertes par manipulations, n'excède pas ± 0,4 %.

• *Lecture des Transmissions sur les enregistrements.* Sur les enregistrements Pye Unicam, la Transmission minimum T est appréciée à ± 0,1 % T. Cette incertitude sur la lecture — faible — a une incidence variable sur le calcul de la concentration. Prenant en compte toute l'échelle d'enregistrement de 0 à 100 % T, un ΔT de ± 0,1 % T provoque un Δc/c (c = concentration, en % du sédiment) de moins de 0,5 % entre 10 % T et 80 % T (pour des calculs en logarithmes décimaux). L'erreur relative croît rapidement au-delà de ces deux valeurs et atteint ± 2 % au-dessous de 1 % T et au-dessus de 95 % T. Autant dire que l'erreur sur la lecture de T est négligeable dans les conditions d'analyse adoptées ici, où les minimums d'absorption se lisent presque toujours entre 20 % T et 60 % T : Δc/c est alors inférieur à 0,3 %.

Ces calculs montrent la rigueur théorique de la loi d'absorption pour l'analyse des poudres minérales par la méthode du pastillage. D'ailleurs la bonne reproductibilité des spectres enregistrés à partir de préparations différentes d'un même échantillon semble en témoigner. L'alignement satisfaisant des points de mesure sur les courbes étalon donnerait une idée tout aussi optimiste de la méthode qui, si l'on s'en tient à ces calculs, n'autoriserait pas pour l'estimation des concentrations une erreur relative supérieure à 0,5 % ! Mais deux paramètres essentiels abaissent notablement la précision.

• *La conception des appareils.* La mesure physique de la Transmission T n'est pas rigoureuse en raison de la dimension finie des fentes optiques et du fait que même sur les appareils à réseau les plus dispersifs, il n'est pas possible d'isoler des lumières rigoureusement monochromatiques. L'incertitude sur la mesure photométrique de T donnée par le constructeur est de ± 1 % T. On n'enregistre donc qu'une Absorbance apparente sans signification physique directe. L'erreur sur les concentrations serait importante (de l'ordre de quelques %) si l'on avait à faire les calculs directement. Mais, dans la technique analytique utilisée ici, la concentration se calcule à partir d'une différence entre deux Absorbances, suivant l'expression (3), ce qui permet de compenser l'imprécision photométrique. Il faut d'ailleurs remarquer que les constructeurs admettent une reproductibilité inférieure à ± 0,5 % T, comme on peut aisément le constater en recommençant à plusieurs reprises le même enregistrement.

• *Ligne de base.* La source majeure d'erreurs revient à l'incertitude sur le tracé de la ligne de base qui définit la Transmission initiale T_o à la fréquence ν pour les mélanges complexes. On n'envisagera dans ce qui suit que le cas le plus défavorable, celui de spectres de mélanges naturels — les sédiments — où le tracé de cette ligne peut être parfois très imprécis, occasionnant des erreurs allant jusqu'à quelques % T sur la position de T_o.

Soit T_o la Transmission initiale, ΔT_o (en % T) l'erreur absolue maximum consentie pour la valeur de T_o, ΔA et Δc, les erreurs absolues qui en résultent sur le calcul de l'Absorbance A et de la concentration c (exprimée en % du sédiment). On a :

$$T_o - \Delta T_o = T'_o, \qquad A - \Delta A = A'$$

En tenant compte de l'expression (1) : $\Delta c = \dfrac{A - A'_o}{\alpha . l}$

et en appliquant (3) : $\Delta c = \dfrac{\log T_o - \log T'_o}{\alpha . l}$ (4)

Ainsi, suivant l'expression (4), l'erreur absolue sur la concentration est indépendante de la valeur de l'Absorbance, et donc de celle de la concentration : elle dépend uniquement de T_o, ΔT_o et du coefficient d'extinction spécifique α (l, le trajet optique, est constant).

Autrement dit, pour une bande d'absorption spécifique d'une substance donnée, dans les conditions analytiques de routine, et à une Transmission initiale T_o donnée, l'erreur absolue Δc est constante, quelle que soit la concentration. Elle dépend alors uniquement de l'incertitude ΔT_o sur la construction de la ligne de base. Le tableau I.1 montre quelques valeurs théoriques, calculées pour des

Source : MNHN, Paris

minéraux courants dans les sédiments pélagiques, en fonction de ΔT_o. Il s'agit donc d'une fourchette de valeurs extrêmes pour Δc dans les conditions d'analyse de routine. Les chiffres indiqués soulignent l'importance de cette ligne de base qui doit être tracée avec un maximum de précision, puisqu'elle seule détermine la valeur des erreurs sur la concentration. D'où l'importance de l'étude préalable de mélanges artificiels où l'on peut suivre l'évolution du contour des spectres, et donc définir pour toute bande d'absorption d'un mélange particulier, une ligne de base qui n'est pas forcément réductible à une ligne droite.

Minéral	ΔT_o (% T)					
	0,1	0,5	1	2	3	5
Calcite 714 cm^{-1}	0,2	1,0	2,0	(4)	(6)	(10)
Quartz 693 cm^{-1}	0,35	1,7	3,5	(7)	(10,5)	(18)
Quartz 798 cm^{-1}	0,075	0,4	0,75	1,5	(2,3)	(3,9)
Kaolinite 3698 cm^{-1}	(0,13)	0,6	1,3	2,5	(4)	(6,5)
Silice biogène 800 cm^{-1}	(0,3)	(1,6)	3,3	6,6	(10)	(17)
Montmorillonite 3628 cm^{-1}	(0,4)	2	4	8	(12)	(20)
Smectites Fe 3580 cm^{-1}	(0,6)	2,8	5,7	(11,5)	(17)	(30)
Complexes 3440 cm^{-1}	(0,35)	1,7	3,5	(7)	(10,5)	(18)
Complexes 1030 cm^{-1}	(0,04)	(0,2)	(0,4)	0,75	1,1	2

Tableau I-1. — Erreur absolue théorique Δc sur la concentration (% du sédiment) suivant l'incertitude ΔT_o (% T) sur la valeur de T_o pour les minéraux les plus courants des sédiments étudiés, dans les conditions analytiques de routine (sédiment à 2,5 % dans le KBr ; pastille de 300 mg, $T_o \simeq 70$ % T). Les valeurs entre parenthèses sont virtuelles (ΔT_o trop important ou, au contraire, précision jamais atteinte dans la construction des lignes de base, sauf pour les mélanges-étalon).

Les meilleurs résultats seront donc obtenus pour des bandes d'absorption à coefficient d'extinction spécifique élevé, avec des lignes de base situées à des Transmissions élevées et peu inclinées sur l'horizontale. En pratique, ΔT_o est très variable mais n'atteint et surtout n'excède qu'exceptionnellement $\pm$ 3 %. On remarquera enfin qu'une erreur absolue constante dans les conditions définies ci-dessus peut singulièrement limiter la précision aux faibles concentrations : si l'analyse IR peut permettre dans bien des cas de déceler et de doser 0,5 % de quartz, elle ne permet pas de mesurer 3 % de silice amorphe, puisque l'erreur absolue minimum serait alors supérieure à la mesure. Néanmoins, il est toujours possible d'accéder à des mesures acceptables, soit en dopant le mélange sédiment — KBr,

Source : MNHN, Paris

soit par l'analyse de pastilles plus lourdes, ce qui a pour effet de placer les absorptions à des valeurs mesurables tout en rendant le tracé de la ligne de base moins incertain.

Il est à noter que si l'on peut ainsi accéder à un dosage relativement précis de minéraux bien connus et faciles à isoler (établissement des courbes étalon), certaines substances naturelles à composition chimique variable (cas des complexes silico-ferriques amorphes et des smectites ferrifères) ont des coefficients d'extinction spécifiques variables dans une certaine mesure : la précision de leur dosage en sera affectée d'autant (jusqu'à $\pm$ 10 % dans certains cas).

• *En résumé*, les sources majeures d'incertitude sur les dosages de minéraux dans les sédiments pélagiques par la méthode décrite ici se trouvent essentiellement dans la taille des poudres analysées (si le broyage est insuffisant) et surtout dans le tracé de la ligne de base. Malgré ces difficultés, on peut toujours doser les constituants majeurs des sédiments pélagiques en restant dans les limites de l'analyse quantitative. Le cas des minéraux à faible teneur est plus délicat et nécessite souvent, en raison d'un Δc constant, la préparation de mélanges plus riches en sédiment, de manière à placer les Absorbances à des valeurs mesurables.

Conclusion

L'utilisation en routine de l'analyse IR, avec l'appui des autres méthodes citées, a été à la base de l'étude sédimentologique des dépôts pélagiques de l'océan Indien austral. La possibilité de déterminer et de quantifier les constituants amorphes sur le sédiment brut a conduit à mettre en évidence des silicates pauvrement cristallisés et à redéfinir certains faciès. La microscopie optique et la diffraction X ont été les compléments indispensables de la spectroscopie IR dans l'analyse minéralogique des sédiments pélagiques. Connaissant par ces méthodes les constituants des sédiments, leurs pourcentages ont été estimés à partir des spectres IR qui représentent des *fiches* des sédiments, comprenant un maximum d'informations. Le problème des fluctuations de la fraction silicatée des sédiments pélagiques a été abordé ici sous cet angle, les teneurs étant calculées au départ par rapport au sédiment total. Les chiffres présentés, qui pourront être vraisemblablement affinés dans l'avenir, ont été obtenus par le calcul sur ces « spectres-fiches ». On s'est ainsi efforcé de faire l'essai d'une sédimentologie quantitative, les variations relatives des teneurs des différents silicates représentant des phénomènes sédimentaires dont on essaiera de tirer des enseignements.

Source : MNHN, Paris

Source : MNHN, Paris

CHAPITRE II

LES PRINCIPAUX SILICATES : MINÉRALOGIE ET CARACTÈRES INFRAROUGES

Les plus importants des silicates rencontrés dans le domaine pélagique indien sont envisagés ici d'un point de vue minéralogique. Pour certains d'entre eux, il ne s'agit que d'un rappel minéralogique appuyé sur l'étude infrarouge (palygorskite, clinoptilolite, phillipsite). Pour d'autres minéraux (calcédoine, opale-CT), de nouvelles données sur leur structure sont exposées. Enfin, trois paragraphes sont consacrés à la description de minéraux nouveaux (complexes silico-ferriques amorphes, composés silico-ferriques paraphylliteux et trichites de quartz), dont on verra plus loin l'importance dans la sédimentation pélagique. Les spectres infrarouges occupent une place prépondérante au sein de la description, étant donné que l'analyse sédimentologique s'appuie ici en grande partie sur leur interprétation. Au-delà d'une simple description et énumération d'espèces minérales, cette recherche minéralogique s'impose pour la compréhension des phénomènes sédimentologiques.

I. — LES COMPLEXES SILICO-FERRIQUES AMORPHES

Nombre de géologues ont soupçonné l'existence de silicates amorphes dans les sédiments pélagiques (Bischof et Sayles, 1972 ; Leclaire, 1974a ; Johnson, 1975 ; etc...). En fait, la réalité de telles substances n'a jamais été démontrée, non plus que leur parenté éventuelle avec les hydroxydes métalliques connus dans les sédiments pélagiques (cf. Cronan, 1974). Cette lacune dans la connaissance des dépôts pélagiques est en grande partie due aux méthodes employées en sédimentologie. L'outil habituel, la diffraction X, est moins bien adapté à l'analyse des dépôts pélagiques : les substances amorphes ne peuvent être ni définies, ni quantifiées et sont même une gêne pour la détermination des constituants cristallisés.

A. — Caractères optiques

L'examen microscopique est effectué sur frottis, à fort grossissement. Les complexes silico-ferriques amorphes se présentent le plus généralement sous la forme de granules arrondis de quelques micromètres de diamètre (de moins de 2 μ à 15 μ environ), incolores à jaunâtres, tirant parfois sur le brun (pl. I, fig. 1 et 2). La couleur jaune domine le plus souvent, encore accentuée par un relief nettement positif (l'indice du baume employé étant voisin de 1,6). L'indice varie toujours avec la couleur : de très fort pour les particules jaune-brunâtre, il est beaucoup plus faible pour les colorations les moins accentuées ; quand elles sont hyalines avec un relief nul, ces particules deviennent extrêmement difficiles à discerner. Ces variations d'indice et de couleur sont probablement liées à celles de la teneur en Fer.

Source : MNHN, Paris

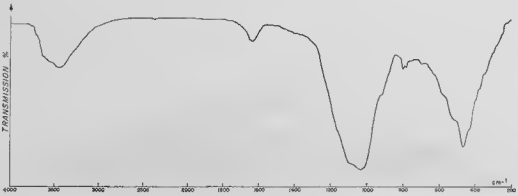


FIG. II-1. — Spectre infrarouge d'une boue rouge à complexes silico-ferriques amorphes (sédiment brut mélangé à 0,25 % dans le KBr). Quartz et kaolinite en traces. On remarque les trois profondes bandes majeures.

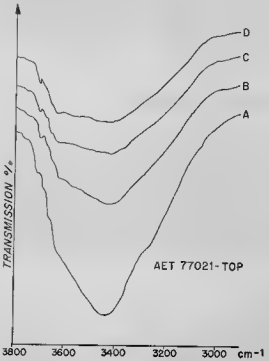


FIG. II-2. — Absorptions OH et H_2O des complexes amorphes. Persistance d'une forte absorption H_2O à 3 420 cm^{-1} en dépit d'un étuvage prolongé à 110°C.
(A) : pastille non chauffée
(B) : pastille étuvée 24 heures
(C) : — — 48 heures
(D) : — — 96 heures

Source : MNHN, Paris

Les complexes silico-ferriques amorphes peuvent également figurer sous la forme d'amas globulaires plus ou moins sphériques, hyalins à légèrement rosés, d'aspect granuleux et exempts d'inclusions, avec un relief légèrement positif. La taille relativement importante de ces amas globulaires (50 à 60 µm en moyenne) et leur forme caractéristique les rendent aisément reconnaissables au MEB, et autorisent l'analyse ponctuelle : Si et Fe majeurs, Al en traces. Amas globulaires et particules plus fines sont parfaitement isotropes en lumière analysée.

Ces caractères optiques les différencient des particules argileuses qui, même très fines, manifestent toujours une biréfringence. Il ne peut y avoir confusion avec les hydroxydes métalliques qui, pour une taille équivalente, sont opaques et conservent en lumière analysée une coloration rouge due aux réflexions internes. Il semble bien qu'il s'agisse de deux phases minérales distinctes. Enfin, une attaque à HCl à chaud suffit pour faire disparaître la totalité des particules de complexes. On ne peut les confondre avec les verres volcaniques, que l'on concentre au contraire par ce procédé.

B. — Données infrarouges

L'extrême sensibilité des complexes amorphes aux acides ne permet pas de les isoler pour l'analyse spectrale. Il faut donc se contenter d'en faire l'analyse globale sur des sédiments bruts, non traités. Les échantillons sont choisis dans des faciès rouges très pauvres en constituants biogènes. On remarquera que dans de telles conditions, l'analyse diffractométrique X ne donne que des pics de minéraux détritiques (quartz, feldspaths, minéraux lourds) et des pics d'argiles soit très ténus, soit totalement absents (tout au moins pour certaines boues rouges : ce problème sera développé par la suite).

La présence des complexes silico-ferriques amorphes est évidente en infrarouge, malgré le handicap que représente le mélange de plusieurs constituants pour la mise en évidence d'un minéral nouveau dont on ne possède pas de spectre de référence. On procède non par comparaison, mais par déduction, en s'attachant à quantifier les différents minéraux qui provoquent des absorptions sur les spectres (fig. II.1). On remarque une très profonde bande d'absorption centrée sur 1 030 cm^{-1}, en relation avec une bande plus étroite vers 468 cm^{-1}. Le doublet du quartz est peu marqué à 780-800 cm^{-1} (un épaulement à 1 085 cm^{-1} lui est également dû). En se limitant pour le moment à ce domaine de fréquences, le couple des deux bandes majeures marque d'emblée la présence d'un silicate amorphe. Tous les silicates absorbent en effet dans ces deux domaines de fréquences, mais il manque ici toutes les bandes d'absorption secondaires qui témoignent d'ordinaire de la complexité de la composition chimique et de l'architecture cristalline.

— La bande d'absorption majeure (1 030 cm^{-1}) correspond aux vibrations de valence Si-O-Si du tétraèdre SiO4. Elle est à rapprocher des vibrations de même type dans les phyllites dioctaèdriques où elle est parallèle au plan des feuillets tétraèdriques (Farmer, 1974).
— La bande d'absorption à 468 cm^{-1} est également due à une vibration Si-O.

Ces éléments du spectre sont caractéristiques du Silicium tétracoordonné (Farmer, 1974), donc d'une structure à base de tétraèdres SiO_4. Cependant, on note la faiblesse, sinon l'absence d'absorption vers 800 cm^{-1} (la présence du quartz gêne ici l'interprétation) et la fréquence relativement basse des vibrations de valence Si-O-Si (1 030 cm^{-1}). Cette dernière absorption devrait se manifester entre 1 085 et 1 100 cm^{-1} dans le cas de silice libre. Les tétraèdres SiO_4 sont donc liés à des cations métalliques : cette vibration est déplacée en dessous de 1 050 cm^{-1} dans les silicates. Dans ce domaine de fréquence, aucun détail ne permet de préciser la nature de ce cation, et encore moins la structure associée.

Dans la gamme de fréquence des vibrations OH, on note la très forte bande d'absorption centrée sur 3 420 cm^{-1} (fig. II.1 et II.2) due à l'activité des vibrations de valence des groupements OH des *molécules* H_2O (à mettre en relation avec la profonde bande vers 1 650 cm^{-1} : vibrations de déformation δ H_2O). On remarque la faiblesse des épaulements vers 3 620 et 3 700 cm^{-1} dus aux vibrations de groupements OH des structures phylliteuses (ici, la kaolinite en très faible quantité). Une grande partie de cette eau est adsorbée sur les particules et est difficile à éliminer malgré un étuvage prolongé à 110°C. En revanche, elle part facilement en maintenant la pastille pendant quelques heures à cette température

Source : MNHN, Paris

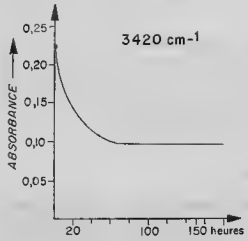


FIG. II-3. — Variation de l'absorbance (bande H_2O à 3 420 cm^{-1}) en fonction du temps d'étuvage de la pastille à 110°C. Aucune diminution n'est observée après 60 heures : l'eau rémanente est fortement retenue par les complexes amorphes.

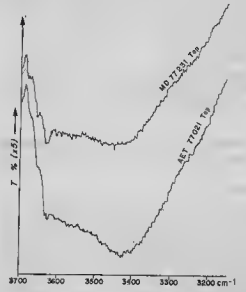


FIG. II-4. — Détails de l'absorption OH et H_2O des complexes amorphes (enregistrement en expansion : fréquences × 2; Transmission × 5). L'importance des groupements OH est variable (3 500-3 620 cm^{-1}).

Source : MNHN, Paris

(Farmer, 1962, 1974 ; Flebmig, 1970). On élimine de la même manière l'eau zéolitique et l'eau interfolliaire des smectites. La réaction est réversible. Dans le cas présent (fig. 11.2), seule une partie de l'eau est évacuée : après 72 heures d'étuvage à 110°C, une forte absorption demeure à 3 420-3 440 cm^{-1} (fig. 11.3). Un tel comportement est interprété par Farmer (1974b) comme significatif de la présence de substances amorphes. Les molécules d'eau qui subsistent après plusieurs jours d'étuvage sont fortement retenues : par des liaisons H, comme en témoigne l'épaulement vers 3 620 cm^{-1}, présent dans tous les cas.

Outre les H_2O liés par des liaisons H, les spectres IR des complexes amorphes montrent un *palier* plus ou moins accentué entre 3 500 et 3 600 cm^{-1}. Si l'on s'en rapporte aux données IR connues pour les phyllosilicates, il apparaît que cette absorption est due à des groupements OH liés à des cations. Par comparaison avec les smectites dioctaèdriques, on peut estimer que ces cations sont plus ou moins organisés en structure octaèdrique, formant des *ions complexes* hydroxylés liés aux tétraèdres SiO_4. La fréquence très basse des vibrations ν OH indique la présence d'un cation métallique lourd : le Fer — ce qui n'exclut pas la présence d'autres cations trivalents, tel Al, en proportion plus faible — (cf. ci-dessus, microanalyse X). Mais il paraît vraisemblable que dans ce cas, les cations bivalents ou tétravalents comme Mn soient exclus d'une telle structure.

Il semble que la totalité des hydroxyles soient liés aux cations métalliques, en raison de la fréquence basse de l'absorption et surtout de l'absence de liaisons Si-OH, qui seraient visibles vers 950 cm^{-1}. Ces complexes silico-ferriques amorphes n'ont pas de structure phylliteuse à proprement parler. La largeur de la bande OH entre 3 500 et 3 600 cm^{-1} témoigne en effet d'un désordre total de la structure, de même que l'absence de vibrations de réseau. La comparaison de nombreux spectres de complexes amorphes où les impuretés silicatées sont tantôt du quartz, de la silice amorphes (biogène) ou des argiles, met en évidence une absorption large et très marquée, centrée sur 750 cm^{-1} (fig. 11.5) et un léger épaulement vers 3 390 cm^{-1}. Des gels silico-ferriques de synthèse montrent les mêmes détails de structure, que l'on interprète ici comme dus à des vibrations ν OH (3 390 cm^{-1}) et γ OH (750 cm^{-1}) : liaisons Fe-OH de structures de type lépidocrocite, FeOOH (Cabannes-Ott, 1957 ; Riskin, 1974).

En résumé, les complexes silico-ferriques amorphes offrent des spectres de silicates ferrifères où les structures cristallines sont absentes. L'architecture de l'ensemble est conditionnée par l'importance des tétraèdres SiO_4 auxquels sont liés des ions hydroxylés complexes, coordonnés par Fe^{3+}, suivant une structure à tendance octaèdrique mais sans empilement périodique cristallin.

On a décrit dans les minerais de Fer oolithiques jurassiques (Flebmig, 1970) des silicates de Fer amorphes présentant des spectres IR en tous points comparables. Les spectres IR d'hysingérite (van der Marel et Beutelspacher, 1976 ; Whelan et Goldich, 1961) offrent aussi beaucoup de ressemblance avec ceux des complexes silico-ferriques amorphes.

C. — Données chimiques

L'analyse chimique des complexes amorphes dans les sédiments pélagiques est basée sur leur dissociation à bas pH. Cette dissociation s'accompagne d'une mise en solution de Fe^{3+}, qui est dosé par colorimétrie. Après tamisage à 25 μm, le résidu insoluble est repris à CO_3Na_2 à chaud : la silice est à son tour mise en solution et dosée en colorimétrie. La silice biogène amorphe, quand elle est présente, est en grande partie retenue sur les différents tamis. Des débris de Diatomées se retrouvent néanmoins dans la fraction inférieure à 25 μm. L'examen optique montre que les fines structures des diatomées ne sont pas altérées par l'action du carbonate de Na : on peut estimer que seule la silice des complexes a été effectivement mise en solution. De plus, la quantité de silice extraite est totalement indépendante de la masse de silice biogène présente au départ. L'ordre d'extraction est impératif : le carbonate de Sodium n'a que très peu d'action sur les complexes silico-ferriques amorphes (fig. 11.5), alors qu'une attaque préalable à HCl les détruit entièrement. Les complexes amorphes sont donc stables à pH > 7. Leur stabilité décroît rapidement avec le pH. Ce comportement est à l'opposé de celui des allophanes silico-alumineux (Wada et Greensland, 1970).

La quantité de Fer mise en solution semble représentative des complexes silico-ferriques amorphes.

Source : MNHN, Paris

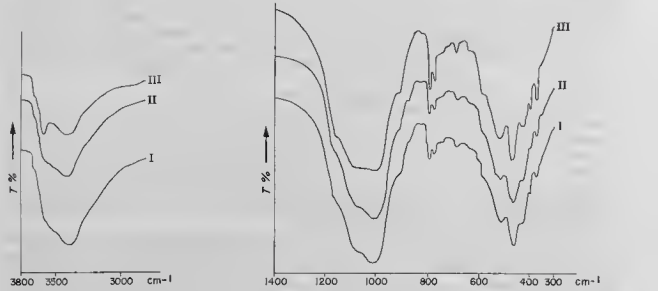


FIG. II-5. — Spectres IR d'une boue rouge à complexes amorphes : (I), sédiment brut ; (II), après attaque alcaline à CO_3Na_2 à chaud ; (III), après attaque à HCl 4N à chaud. Seule l'attaque acide dissocie les complexes amorphes, en concentrant les autres silicates (montmorillonite et quartz). Carotte MD 77159.

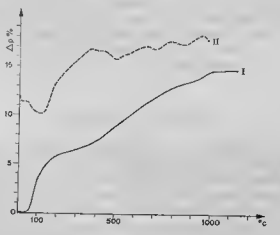


FIG. II-6. — Analyses thermiques différentielle (ATD, en pointillés) et pondérale (ATP, en trait plein) d'une boue rouge à complexes amorphes. La courbe ATD montre un crochet endothermique large et peu profond vers 110°C, les autres détails de la courbe sont encore plus atténués. Après un départ d'eau (ATP) de 6 %, la perte de poids est progressive jusque vers 1 000°C et attribuable au départ des groupements hydroxyles.

Source : MNHN, Paris

Le dosage colorimétrique est cependant plus faible que les mesures gravimétriques. Cette différence est surtout due à l'eau adsorbée par les complexes amorphes et les particules argileuses, et en second lieu aux autres éléments mis en solution. Il faut encore soustraire de ces résultats la masse de Fer (et de Mn) libérée par l'attaque des hydroxydes libres (et des micronodules). Leur contribution est malgré tout faible : la proportion d'hydroxydes de Fer et de micronodules atteint exceptionnellement 5 % du sédiment pour plus de 50 % de complexes amorphes. On a donc négligé ici cet effet.

Les très fortes teneurs en silice dans les solutions d'extraction sont un obstacle à l'analyse colorimétrique. Encore une fois, les mesures sont largement inférieures à celles obtenues par gravimétrie. Cette différence tient au fait que seule la silice monomère est complexée par le molybdate. En raison des quantités importantes de silice libérée par l'attaque, la silice a tendance à polymériser malgré une forte dilution. L'analyse IR des résidus de dessication de ces solutions montre que seule la silice y est présente.

En dépit de ces difficultés analytiques, la composition des complexes silico-ferriques amorphes est confirmée. Le rapport $SiO_2/Fe(OH)_3$ est assez variable, mais très largement supérieur à 1 (8 à 10) : la silice est le constituant majeur.

D. — Données thermiques (ATP - ATD ; fig. II.6)

Pour les raisons citées précédemment, les analyses thermiques ne peuvent être effectuées que sur le sédiment brut. Les détails secondaires des courbes ne peuvent donc être pris en considération, car vraisemblablement dus aux constituants mineurs et surtout à la fraction argileuse, même faible.

Pour éliminer l'eau d'imbibition, qui représente jusqu'à plus de 300 % du sédiment originel, les échantillons ont dû être étuvés au préalable à 110°C. On constate néanmoins sur la courbe ATD un fort crochet endothermique vers 120°C, à mettre en parallèle avec la perte de poids de 6 % observée sur la courbe ATP. Cette perte de poids est due au départ des H_2O adsorbés sur les particules de complexes amorphes. C'est une réaction réversible. Au-dessus de 200°C, la perte de poids est moins rapide, et se poursuit uniformément jusqu'à 1 000°C. La perte totale est d'environ 15 %. On note en même temps sur la courbe ATD trois crochets endothermiques de faible amplitude et très élargis. Ils sont, au moins pour les deux premiers, imputables au départ des OH coordonnés par le Fer. Le troisième (860°C) est dû au départ des OH des structures phylliteuses. La teneur en H_2O de constitution (lié au Fer) est alors voisine de 8 %.

E. — Données diffractométriques

Les diffractogrammes X de sédiment brut ne montrent que des raies de diffraction faibles des minéraux détritiques (tout au moins pour les sédiments les plus riches en complexes amorphes, c'est-à-dire ceux qui nous intéressent). Les agrégats orientés de la fraction inférieure à 2 microns ne montrent qu'un dôme d'amorphe prononcé et le pic à 1,81 Å de la halite (sel de l'eau interstitielle). Cette méthode a donc dû être abandonnée pour l'étude systématique des boues rouges à complexes amorphes.

F. — Conclusion

Hydroxydes de Fer et silice sont chimiquement liés dans les complexes amorphes pour former un silicate à proprement parler. C'est sans doute cette liaison chimique qui explique leur stabilité, comme on le verra plus loin. D'un point de vue génétique, il peut paraître surprenant que la précipitation de Fer hydroxylé et de silice ne conduise pas à la formation de feuillets argileux. Ceci est probablement en grande partie dû à la disproportion entre les quantités d'hydroxydes de Fer et de silice en présence (Harder, 1976). On ne peut d'ailleurs pas parler d'une espèce minérale à composition chimique stable, mais plutôt d'une série continue.

Source : MNHN, Paris

II. — LES SMECTITES FERRIFÈRES

La mise en évidence et l'étude de ces minéraux sont indissociables de celles des complexes silico-ferriques amorphes. C'est également l'analyse IR qui m'a permis de déceler dans les sédiments pélagiques la présence de phyllites pauvrement cristallisées que j'ai appelées « *composés silico-ferriques paraphylliteux* » (Fröhlich, 1977). Par simplification, j'emploierai par la suite le terme plus parlant de smectites ferrifères (*s.l.* : il ne s'agit là que d'une approximation).

A. — Caractères optiques

Dans les sédiments où elles sont en abondance, les smectites ferrifères sont observables au microscope (sur frottis, à fort grossissement). La forme dominante est l'amas globulaire de grandes dimensions, comme dans le cas des complexes amorphes (souvent plus de 100 µm). Cependant, des différences apparaissent même en lumière non analysée. D'une manière générale, la couleur de ces éléments figurés est beaucoup plus claire : amas hyalins à rosés, d'aspect granuleux (pl. I, fig. 3), à relief nettement négatif ($n < 1{,}6$). En lumière analysée, la cristallinité se manifeste par une biréfringence assez basse. La superposition des particules élémentaires dans l'épaisseur des amas globulaires donne l'apparence d'une structure en mosaïque. Dans certaines boues rouges, l'importance de ce constituant est telle que les amas globulaires, coalescents, forment une matrice compacte, associée à des particules isolées de complexes amorphes. Dans d'autres cas, les amas globulaires ne sont que partiellement biréfringents : les particules cristallisées sont noyées dans une masse isotrope de complexes amorphes.

B. — Données infrarouges

Toutes les analyses ont été faites sur sédiment brut, séché à 110°C. Les exemples décrits ici ont été choisis dans des boues rouges très riches en smectites ferrifères.

Dans le domaine des hautes fréquences, le spectre de la figure II.7a est caractérisé par une large absorption entre 3 520 cm^{-1} et 3 700 cm^{-1}, centrée sur 3 628 cm^{-1}. Cette absorption due aux vibrations OH de valence doit être associée aux autres maxima du spectre (fig. II.7b : 1 030 cm^{-1}, 515 cm^{-1}, et 468 cm^{-1}). En raison des faibles bandes dues aux minéraux bien cristallisés (surtout du quartz : doublet à 800 cm^{-1}), on peut au premier abord attribuer ces fortes absorptions à une seule phase minérale. Après 24 heures d'étuvage de la pastille, le maximum dû aux H_2O (3 430 cm^{-1}) est très atténué, et l'absorption hydroxyle centrée sur 3 628 cm^{-1} est précisée. Cette bande est bien résolue, mais fortement élargie vers les basses fréquences (semi-largeur de 100 cm^{-1}).

Ce spectre diffère quelque peu de celui des montmorillonites alumineuses dioctaédriques (fig. II.8), où cette même bande est plus fine avec une semi-largeur de moins de 50 cm^{-1}. L'absorption est produite à cette fréquence par les groupements OH liés aux cations octaédriques (Al^{3+} dans le cas de la fig. II.8). La largeur relativement importante de cette bande est caractéristique des smectites dioctaédriques. Dans les espèces trioctaédriques, elle est mieux résolue (Farmer, 1974). On remarque dans les smectites la diminution importante de la bande à 3 420 cm^{-1} après étuvage de la pastille : elle correspond au départ de molécules d'eau interfolliaires (Russel et Farmer, 1964).

Pour en revenir aux smectites ferrifères, la largeur excessive de la bande OH (3 628 cm^{-1}) et son élargissement vers les basses fréquences témoigne d'une part du désordre de la structure et d'autre part d'une différence de la composition octaédrique. Dans les smectites ferrifères les plus caractéristiques, le maximum est d'ailleurs à des fréquences plus basses, vers 3 590 cm^{-1} (fig. II.7c). C'est la présence du Fer $^{3+}$ en position octaédrique qui est responsable de cet abaissement de la fréquence.

Source : MNHN, Paris

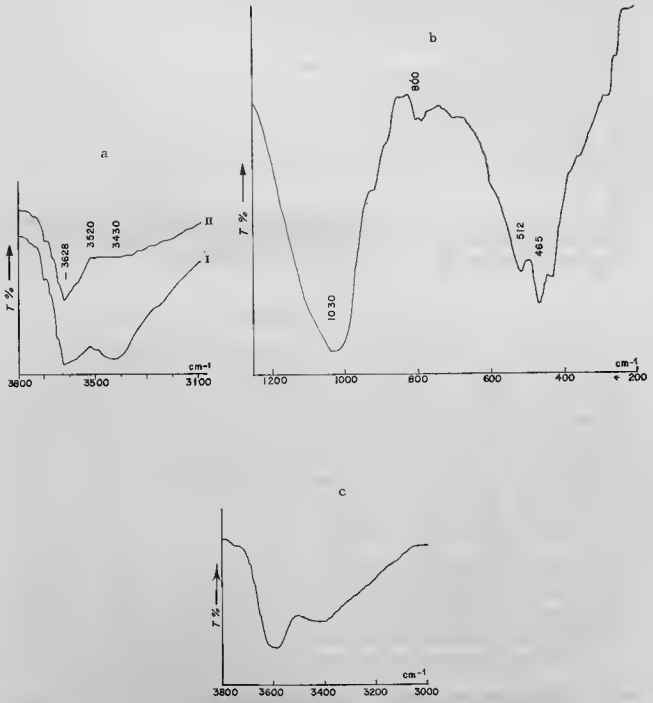


Fig. II-7. — Spectres d'absorption IR de smectites ferrifères. II-7 a : absorptions hydroxyles d'une smectite ferrifère alumineuse, avant (I) et après étuvage (II). II-7 b : spectre du même échantillon dans le domaine des fréquences de vibration des silicates. II-7 c : absorptions hydroxyles d'une smectite ferrifère pauvre en Al.

Source : MNHN, Paris

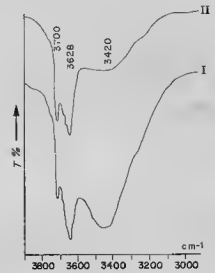


FIG. II-8. — Spectre IR d'une montmorillonite de Cadouin (Galerie de Minéralogie du Muséum) dans le domaine de fréquences de vibrations OH et H_2O. Échantillon normal (I), et pastille chauffée 48 h à 110°C. Impuretés : kaolinite.

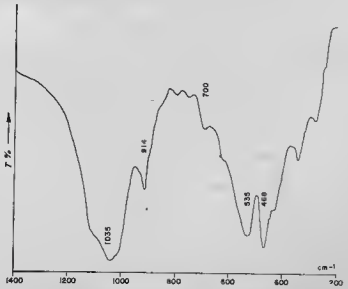


FIG. II-9. — Spectre IR d'une montmorillonite (même échantillon que sur la figure II-8) dans le domaine des fréquences de vibrations des silicates. Pastille de 300 mg de KBr sur le deuxième faisceau.

Source : MNHN, Paris

Dans le domaine des basses fréquences (fig. II.7b), l'influence du Fer octaédrique est également sensible : déplacement de la vibration de déformation Si-O vers 512 cm^{-1}. Dans les smectites alumineuses, elle est présente à 535 cm^{-1} (fig. II.9). En outre, les compositions octaédriques et tétraédriques doivent être relativement simples, si l'on en juge par l'absence d'absorption due aux vibrations MgAl-OH (substitutions Mg pour Al en position octaédrique : bande à 840 cm^{-1} de la fig. II.9) et de bandes d'absorption Si-O-Al (substitutions tétraédriques Al pour Si : bande à 750 cm^{-1} de la fig. II.9). Le faible taux d'Al octaédrique dans les smectites ferrifères est également marqué sur la fig. II.7b par l'absence de la bande attribuée aux vibrations Al_2OH dans le plan des feuillets (914 cm^{-1} : cf. fig. II.9).

Les spectres de smectites ferrifères montrent également un abaissement des fréquences des vibrations de valence Si-O-Si (1 035 à 1 030 cm^{-1}, et même 1 025 cm^{-1} pour les plus riches en Fer) et des vibrations de déformation Si-O (de 468 à 465 cm^{-1}). Cet abaissement général des fréquences est vraisemblablement autant dû à l'importance du Fer qu'au désordre de la structure. On remarque enfin que la vibration Si-O perpendiculaire au plan des feuillets tétraédriques (Farmer, 1974b ; épaulement à 1 085 cm^{-1} sur la fig. II.9) est absente. C'est un indice supplémentaire de la mauvaise cristallinité de ces smectites ferrifères.

En résumé, l'ensemble du spectre de ces smectites ferrifères est assez proche de celui des nontronites. Cependant, la faiblesse chronique des bandes d'absorption dues aux structures phylliteuses implique une différence entre la masse totale des silicates et celle des structures cristallisées : soit qu'il existe une phase silicatée amorphe séparée (complexes amorphes), soit qu'en plus le minéral analysé soit imparfaitement cristallisé.

C. — Données diffractométriques

Les diffractogrammes X de sédiment brut sont caractérisés par l'absence de réflexions dans les petits angles alors que les plans (hkl) sont bien marqués (par exemple 4,45 Å et 2,51 Å sur la fig. II.10). Les minéraux détritiques bien cristallisés (quartz, feldspaths, kaolinite) ont ici une importance relative sans rapport avec leur abondance réelle. Dans les cas où ces smectites ferrifères sont le mieux cristallisées, un dôme est individualisé autour de 15 Å. Ce caractère, qui est la marque d'un désordre total dans l'empilement des feuillets, ne permet pas de classer ces minéraux parmi les phyllites au sens strict. Ce désordre, aussi marqué en diffractométrie X qu'en infrarouge, m'a conduit à employer le terme de « *composés silico-ferriques paraphylliteux* » (Fröhlich, 1977a). Cependant, en raison de leurs affinités avec le groupe des smectites dioctaédriques, j'emploie plus volontiers le terme de *smectites ferrifères* pour plus de clarté. La structure dioctaédrique se manifeste sur les diffractogrammes X par le déplacement du pic (060) vers 1,50 Å. Il existe une bonne corrélation entre diffractométrie X et infrarouge : plus la bande OH à 3 590-3 628 cm^{-1} est profonde, et plus le dôme à 15 Å (et les autres réflexions réticulaires) est accentué.

Il reste que la méthode des agrégats orientés n'améliore pas l'intensité et la définition des pics dans les petits angles. Cette particularité peut être expliquée par la morphologie des amas globulaires : statistiquement, toutes les orientations sont possibles pour les particules élémentaires dans un même amas. Il ne peut donc y avoir d'orientation privilégiée de plan réticulaire. De plus, la fraction inférieure à 2 microns n'est plus représentative de la composition argileuse puisque les éléments argileux ont une taille beaucoup plus élevée. Dans ces conditions, la diffractométrie X ne peut suffire à l'estimation quantitative, ni même à la détermination des minéraux argileux dans les sédiments pélagiques.

D. — Données thermiques (fig. II.11)

La courbe ATD donne un très grand crochet de départ, bien résolu vers 160°C. Ce crochet endothermique correspond à une perte de poids d'environ 8 % sur la courbe ATP, due au départ des molécules d'eau. Elle paraît beaucoup plus importante que dans les montmorillonites classiques (cf. Grim et Kulbicki, 1961). Cette perte en eau à basse température est spectaculaire en infrarouge (voir ci-

Source : MNHN, Paris

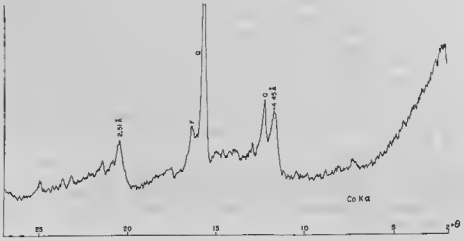


Fig. I-10. — Diffractogramme X d'une boue rouge à smectites ferrifères. On note l'absence, même sur agrégats orientés, de réflexions dans les petits angles. Q = quartz ; F = feldspaths.

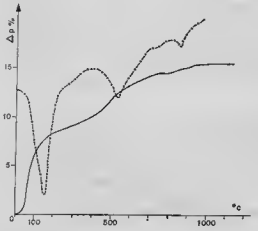


Fig. II-11. — Courbes d'analyses thermique, différentielle (en pointillés) et pondérale (en traits pleins) d'une boue rouge à smectites ferrifères. Comparer avec la fig. II-6 (complexes amorphes).

Source : MNHN, Paris

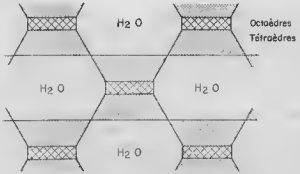


Fig. II-12. — Localisation des molécules d'eau dans les « chenaux » de la structure de la palygorskite.

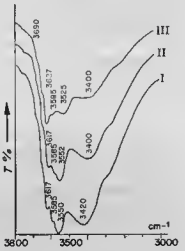


Fig. II-13. — Spectres infrarouges d'une boue rouge à palygorskite, dans le domaine des fréquences de vibration hydroxyle et H_2O. Modification des fréquences par chauffage : (I) pastille non chauffée ; (II) pastille chauffée 12 heures à 110°C ; (III) pastille chauffée pendant 48 h à 110°C.

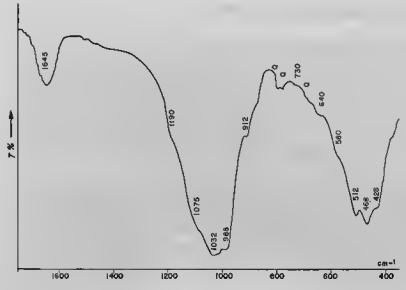


Fig. II-14. — Spectre IR d'une boue rouge à palygorskite, dans le domaine des fréquences de vibration des silicates (même échantillon sur la fig. II-13). Présence de complexes amorphes.

Source : MNHN, Paris

dessus). Vers 560°C, un second crochet endothermique, de plus faible amplitude, correspond vraisemblablement au départ des OH structuraux. Il correspond à une perte d'environ 2 % sur la courbe ATP. La perte de poids est ralentie au-dessus de 600°C. Elle devient nulle vers 900°C. Au total, la perte est de 15 %. Sur la courbe ATD, on note un dernier crochet endothermique, peu marqué, vers 900°C. Il est vraisemblablement provoqué par la destruction des structures cristallines : aucune perte de poids ne se manifeste ensuite.

Ces réactions thermiques sont beaucoup plus proches de celles de la nontronite que de celles des montmorillonites. Dans ces dernières en effet, le départ des hydroxyles a lieu vers 700 à 800°C et le crochet endothermique de destruction du réseau (900°C) est suivi de près par un crochet exothermique très prononcé (Grim et Kulbicki, 1961), qui fait totalement défaut dans le cas présent. Les nontronites ne présentent pas non plus ce crochet exothermique.

Avec une structure proche de celle de la nontronite, ces smectites ferrifères apparaissent une fois de plus pauvrement cristallisées, si l'on en juge par la faiblesse des réactions thermiques. La quantité d'eau adsorbée (et interfolliaire) est considérable. Enfin, la parenté avec les complexes silico-ferriques amorphes se manifeste encore sur les courbes thermiques. Dans le cas des complexes amorphes, les réactions thermiques sont les mêmes, mais très atténuées et à des températures plus basses : 120°C au lieu de 160°C ; 515°C au lieu de 560°C ; 860°C au lieu de 900°C. La perte totale est comparable, mais elle est plus faible au départ dans le cas des complexes amorphes (6 % au lieu de 8 %) et se poursuit progressivement sans accidents.

E. — Conclusion

Si ces « smectites ferrifères » ont des propriétés qui les rapprochent des smectites dioctaédriques à structure de type nontronite, leur cristallinité est très mauvaise et aucune appellation spécifique n'est satisfaisante. Ces phyllites sont inséparables des complexes silico-ferriques amorphes. Leur structure particulière peut donner toute une série de minéraux à cristallinité et à composition variables. Néanmoins, on n'a pas observé de transition vers les complexes amorphes qui paraissent rester une espèce minérale distincte, et non le pôle d'une série continue.

III. — LA PALYGORSKITE (*ATTAPULGITE*)

$$Si_8O_{20}\ (OH)_2\ (Mg,\ Al)_5\ (OHH)_4,\ 4\ H_2O$$

Cette argile fibreuse n'est citée ici que pour mémoire. Son aspect particulier en infrarouge tient à sa structure en couches discontinues, ménageant des « chenaux » au sein du cristal. Ces chenaux emprisonnent une eau zéolitique, donc relativement mobile (fig. II.12). En plus, des molécules d'eau font partie intégrante de la structure cristalline (« crystal water », « bound water »), reliées par des liaisons H à Mg structural. Des groupements OH^- compensent les déficits de charge de la structure octaédrique. Enfin, une quantité variable d'eau est adsorbée à la surface des fibres. Ces quatre types OH et H_2O rendent les spectres IR assez complexes dans la région des vibrations de valence OH (Hayashi *et al.*, 1969 ; Farmer, 1974b ; van der Marel et Beutelspacher, 1976) :

— L'eau hygroscopique absorbe près de 3 420 cm^{-1}.
— L'eau zéolitique donne une très large bande vers 3 350 cm^{-1}, avec un épaulement marqué vers 3 200 cm^{-1}. On a également attribué à cette eau zéolitique des bandes entre 3 527 et 3 542 cm^{-1} (Hayashi *et al.*, 1969).
— En se basant sur la déshydratation de la palygorskite au chauffage, ces auteurs ont attribué la bande centrée sur 3 688 cm^{-1} aux vibrations des groupements hydroxyles structuraux.
— La profonde bande d'absorption centrée sur 1 650 cm^{-1} rassemble les absorptions des trois types de molécules H_2O (vibrations de déformation de la molécule H_2O).

Source : MNHN, Paris

En pratique, l'intensité de l'absorption due à l'eau adsorbée masque la plupart de ces détails, et il est nécessaire de l'évacuer par chauffage de la pastille à 110°C pendant quelques heures (fig. II.13) pour caractériser la palygorskite. En outre, en raison de la dilution de ce minéral par les autres constituants, et d'une cristallinité souvent fort éloignée de celle de spécimen minéralogique, tous les détails de vibration OH ne sont pas perceptibles sur les spectres IR. L'échantillon de la figure II.13 est relativement riche et ne contient guère comme impuretés que du quartz et surtout des complexes amorphes. On constate que quelques heures de chauffage de la pastille ne modifient pas sensiblement l'aspect du spectre, alors qu'un temps d'étuvage plus long provoque des modifications radicales :

— Disparition de la bande majeure à 3 550 cm^{-1}, et apparition d'une nouvelle bande à 3 525 cm^{-1}.
— Diminution de la bande à 3 420 cm^{-1}, qui se manifeste alors vers 3 390-3 400 cm^{-1}.
— Disparition de la faible absorption à 3 617 cm^{-1}, et apparition d'une bande majeure très fine à 3 627 cm^{-1}.

Ces modifications témoignent d'une part du départ total de l'eau hygroscopique et d'autre part de l'évacuation d'une partie de l'eau zéolitique. Les détails d'absorption de l'eau liée et de l'eau zéolitique caractériseraient ainsi le spectre III de la figure II. 13.

La détermination de la palygorskite dans les sédiments pélagiques s'appuiera sur :

1) La profonde et large bande OH à 3 550-3 540 cm^{-1}, mal dissociée des fines bandes à 3 615-3 610 cm^{-1} et 3 580 cm^{-1}.
2) La fréquence particulière des H_2O zéolitiques à 3 390-3 400 cm^{-1}.
3) Les bandes d'absorption dues aux vibrations de réseau : bande majeure Si-O-Si à 1 030 cm^{-1}, fortement dédoublée à 985 cm^{-1} avec des épaulements marqués à 1 090 et 1 190 cm^{-1} (fig. II.14). La fréquence de 511-513 cm^{-1} est également caractéristique de la palygorskite.

IV. — LES ZÉOLITES : CLINOPTILOLITE ET PHILLIPSITE

Ces deux minéraux, très courants dans les sédiments pélagiques, sont souvent mentionnés dans les descriptions lithologiques indistinctement sous l'appellation de zéolites. On verra dans les chapitres suivants que la différenciation des deux espèces minérales est indispensable : la présence de l'une ou de l'autre dans les sédiments pélagiques revêt une signification particulière. La structure, la nature chimique et l'habitus de ces minéraux sont bien connus. Cependant, et notamment en infrarouge, la détermination en mélange avec d'autres constituants est délicate. On donnera dans ce qui suit quelques exemples permettant cette détermination dans les sédiments, en infrarouge comme au microscope.

A. — La clinoptilolite

$$(Na,\ K,\ Ca)_4\ Al_6Si_{30}O_{72} \bullet 19\ H_2O$$

La clinoptilolite est un zéolite monoclinique du groupe des heulandites, riche en silice (Boles, 1972). Le problème de l'appartenance de la clinoptilolite à une série continue de minéraux, ou de sa spécificité, est toujours controversé (Mason et Sand, 1960 ; Mumpton, 1960 ; Wise *et al.*, 1969 ; Boles, 1972). Heulandite et clinoptilolite ont des spectres IR (cf. van der Marel et Beutelspacher, 1976) très voisins et leurs diffractogrammes X sont identiques. Leur différence essentielle tient à leur richesse en silice : heulandite, Si/Al = 2,74 à 4 ; clinoptilolite, Si/Al = 4 à 5, 25 (Boles, 1972). Il semblerait (Mason et Sand, 1960 ; Boles, 1972) que l'indice de réfraction diminue quand la teneur en silice augmente. On a retenu n = 1,48 pour la clinoptilolite, avec une biréfringence de 0,01. Il paraît certain, en accord avec de nombreux auteurs, que le minéral si courant dans les sédiments pélagiques soit la clinoptilolite plutôt que la heulandite. Les données diffractométriques et optiques correspondent, de même que l'habitus trapu, aux troncatures caractéristiques (pl. II, fig. 1, 2 et 3). La détermination sur frottis est relativement aisée, et s'appuie sur son habitus, sa très faible biréfringence et son relief fortement négatif (pl. II, fig. 1).

Source : MNHN, Paris

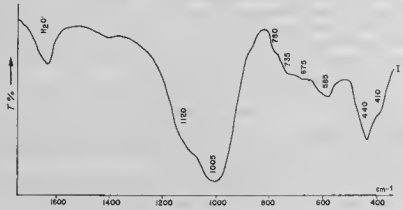


Fig. II-15. — Spectre IR de phillipsite (Galerie de Minéralogie du Muséum). On remarque l'importance des H_2O et la mauvaise résolution des bandes de basse fréquence.

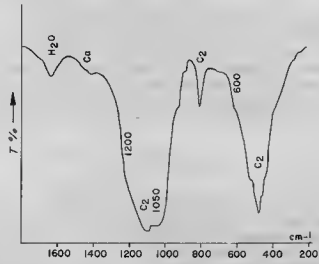


Fig. II-16. — Spectre IR d'un mélange d'opale-CT et de clinoptilolite (fraction insoluble d'une craie de Gargenville). Seule la bande centrée sur 1 050 cm^{-1} est bien individualisée. Ca = Calcite ; C_2 = opale-CT.

Source : MNHN, Paris

B. — La phillipsite

$$(Ca,\ Na,\ K)_5\ Al_5Si_{11}O_{32} \bullet 10\ H_2O$$

La phillipsite n'a pas une composition chimique plus rigoureuse que la clinoptilolite. La formule donnée ci-dessus n'a qu'une valeur d'illustration : le rapport Si/Al varie dans une large mesure de 1,3 à 3,4 (Sheppard *et al.*, 1970). Les phillipsites pélagiques ont un babitus caractéristique (pl. 1, fig. 4 à 8) en baguettes allongées, de très fines (aux limites de l'observation microscopique) à très grosses (200 µm et plus), avec un indice bas (1,47 ?) et une biréfringence très faible, qui ne se manifeste que dans les gros spécimens. Elles sont très riches en inclusions, avec des faces irrégulières (allure de corrosion) provoquant souvent des irisations en lumière analysée. Lorsqu'elles sont bien cristallisées, les prismes sont terminés aux deux extrémités par des troncatures dissymétriques. Le plus souvent, ces troncatures n'existent pas et sont remplacées par des figures de croissance « en escalier ». La mâcle en croix, caractéristique, est courante (pl. 1, fig. 4).

C. — Caractères en infrarouge

La structure très ouverte de ces minéraux leur permet de retenir dans les chenaux une quantité importante d'eau, dite zéolitique. Les valences déficitaires des tétraèdres AlO_4 et SiO_4 sont compensées par des cations et des molécules d'eau liée. A ce point de vue, la structure offre beaucoup de ressemblance avec celle des argiles fibreuses. Des cations échangeables peuvent également être logés dans les chenaux. D'une manière générale, ces zéolites offrent, comme les autres tectosilicates, des spectres IR à bandes très larges et peu profondes, qui ne constituent que l'enveloppe de nombreuses bandes d'absorption non résolues. Cette particularité est une gêne pour la détermination de ces minéraux lorsqu'ils sont en mélange avec d'autres silicates. Leurs spectres IR sont néanmoins spécifiques (fig. II.15 et II.16; tabl. II.1).

Tableau II.1

	Phillipsite		Clinoptilolite	
	cm^{-1}	(I)	cm^{-1}	(I)
ν OH	* 3550-3560	F	* 3600-3610	F
ν OH (eau zéolitique)	3410-3420	F	3430-3440	F
Si-O-Si	* 1000-1010	TF	* 1050	TF
	1100-1120	f	* 1200	f
Si-O	* 440-450	TF	* 450-460	TF
	780-790	f	790	f
	735-740	f	720	f
	670-680	f	660	tf
	* 585	MF	* 600-610	MF

TF = très forte ; F = forte ; MF = moyennement forte ; f = faible ; tf = très faible. Les bandes signalées par un * sont caractéristiques)

Source : MNHN, Paris

V. — OPALE-CT : CRISTOBALITE-TRIDYMITE

Cette forme de silice, courante dans les craies épicontinentales (cf. Leclaire *et al.*, 1973 ; Fröhlich, 1974), est souvent le constituant majeur des cherts océaniques. Elle est le plus souvent figurée sous la forme de sphérules de quelques micromètres de diamètre à structure lamellaire et fibro-radiée (voir pl. II, fig. 1 et 7). Au microscope optique, ces sphérules ont un relief négatif accentué ($n \simeq 1{,}44$) et sont éteintes en lumière analysée (pl. II, fig. 1).

A. — Données actuelles sur la structure de l'opale-CT

En s'appuyant sur des données diffractométriques et infrarouges, Calvert (1971) a le premier mis en évidence la parenté entre les sphérules de cristobalite-tridymite océaniques et certaines opales : opale-CT suivant la terminologie employée par Jones et Segnit (1971). La structure de ces sphérules reviendrait ainsi à la définition de Flörke (1955). L'étude de clichés de diffraction X a permis à Flörke de donner l'image d'un désordre cristallin extrême dans les opales. Schématiquement, le nombre réduit de raies de diffraction (voir fig. II.17) correspondrait à des défauts d'empilement de couches de tétraèdres SiO_4 suivant la structure de la cristobalite. Les perturbations ainsi apportées au cristal ne permettraient pas l'apparition de certains plans réticulaires. La taille très réduite des cristallites élémentaires aurait pour conséquence une augmentation relative considérable du volume de la zone périphérique du cristal, où le réseau est distordu (voir Millot, 1960).

B. — Nouvelles données

Diffraction X et diffraction électronique. A peu de chose près, les diffractogrammes X d'opale-CT du Bassin de Paris, de l'océan Indien et de l'Atlantique sont identiques. Les intensités des pics montrent une bonne corrélation avec les anneaux de diffraction électronique (DE) :

Tableau II.2

RX		DE	
d (Å)	(I)	d (Å)	(I)
4,30	MF	4,30	TF (floue)
4,09	TF	4,07	
2,47-2,49	MF	2,47-2,48	F

La composition globale est donc identique à celle de fragments isolés de sphérules. En champ noir calé sur l'anneau à 4,07-4,30 Å (Pl. II, fig. 8 et 9), on observe des domaines diffractants étroits, et à périodicité régulière, stratifiés et alignés suivant une même direction dans un champ réduit. Lorsque l'orientation des plans est favorable par rapport au faisceau électronique, ces domaines élémentaires

Source : MNHN, Paris

sont empilés suivant un axe perpendiculaire à leur direction d'allongement. La taille de ces domaines diffractants est régulière : 50 × 500 Å. Dans les cas favorables (pl. II, fig. 9), les lamelles de sphérules ont un aspect moiré dû à l'orientation régulière des domaines élémentaires parallèlement à leur plan, sur une grande échelle, donc perpendiculairement à l'axe d'empilement. Entre les piles ainsi individualisées, l'ajustement est mauvais et montre un angle régulier, entre 5 et 6° (fig. II.18). Cet angle se retrouve pour des alignements de domaines élémentaires éloignés dans un même champ.

Compte tenu des données de la littérature, on peut assimiler ces domaines diffractants élémentaires à des *cristallites élémentaires*. Les lamelles élémentaires des sphérules seraient ainsi constituées par une multitude de cristallites orientés suivant deux directions perpendiculaires du plan, l'orientation la plus rigoureuse étant perpendiculaire à l'allongement des cristallites. Se superpose ainsi à la structure *lamellaire* de l'ensemble une structure *fibreuse* plus ou moins accentuée. L'axe des fibres n'étant pas parallèle, il se dessine en plus un aspect *fibro-radié*. Le MEB donne des images de ces sphérules allant dans ce sens (pl. II, fig. 2 à 8).

En infrarouge, les spectres de ces sphérules d'opale-CT (fig. II.19) sont différents de ceux de la cristobalite : Calvert (1971), qui les estime plus proches de ceux de la tridymite ou de la silice amorphe, voit dans cet aspect l'image de leur désordre cristallin. N'apparaît en effet ici aucune des bandes d'absorption caractéristiques des vibrations de réseau. Le spectre se résume à trois profondes bandes, bien définies. La faible absorption à 620 cm^{-1} est attribuable à la cristobalite (Moenke, 1974 ; van der Marel et Beutelspacher, 1976). Les trois bandes principales (1105, 795 et 475 cm^{-1}) rendent compte de la tétracoordination du Silicium, et sont dues aux *vibrations internes* du tétraèdre SiO_4 : les vibrations externes de translation (vibrations de réseau) apparaissent peu ou pas (620 cm^{-1}). En outre, il ne se manifeste aucune absorption OH ou H_2O : la silice est anhydre. Le spectre est donc *a priori* celui de la silice amorphe, avec cependant des bandes plus étroites, notablement plus intenses et à des fréquences plus élevées :

silice amorphe (biogène)	1 090-1 095	795-800	467
opale-CT	1 100-1 105	795	475

Ces caractères sont l'indice d'un arrangement atomique plus régulier que dans le cas de la silice amorphe. Ainsi, paradoxalement, les spectres infrarouges témoignent d'un *ordre* certain de la structure — tout au moins à l'échelle moléculaire, domaine où la spectroscopie infrarouge est particulièrement sensible (White, 1974a) —. En outre, d'autres détails 6ns du spectre sont attribuables à :

— la cristobalite. Élargissement de la bande à 1 100 cm^{-1} vers des fréquences plus élevées : bandes d'absorption, confondues, centrées sur 1 165 et 1 200 cm^{-1} (cristobalite artificielle, van der Marel et Beutelspacher, 1976). Épaulement à 1 095 cm^{-1}. Faible bande à 620 cm^{-1} ;
— la tridymite. Maximum à 1 100 cm^{-1}.

Toutes les autres bandes secondaires de la cristobalite et de la tridymite sont absentes. Les vibrations de réseau sont très faiblement perçues, ce qui montre la périodicité très mauvaise des plans réticulaires et surtout que la symétrie des groupements atomiques élémentaires est plus élevée que celle de la maille de la cristobalite et de la tridymite. Cette symétrie se résume à celle du tétraèdre SiO_4 (tout au moins globalement, pour l'ensemble du produit analysé). L'amélioration structurale par rapport à la silice amorphe ne peut être expliquée que par une *condensation des tétraèdres SiO_4 en couches*. Ces couches de tétraèdres sont empilées dans un désordre complet. En effet, s'il ne s'agissait que de perturbations plus ou moins régulières du réseau de la cristobalite (superstructures), ce phénomène serait perçu en infrarouge. La périodicité du réseau ne peut être que bidimensionnelle, ce qui rejoint la pensée de Flörke (1955). Quant au désordre dû à l'empilement des cristallites élémentaires, il est à trop longue période pour être reconnu en infrarouge.

C. — Conclusion : structure des sphérules et croissance cristalline

En fonction des observations décrites ici, la morphologie des sphérules d'opale-CT paraît être conditionnée par quatre niveaux structuraux : condensation des tétraèdres SiO_4 pour former des cris-

Source : MNHN, Paris

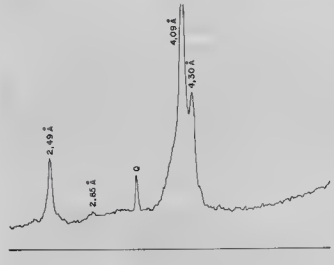


FIG. II-17. — Diffractogramme X (CuKα) de sphérules d'opale-CT. Gisement de Baudres (Indre). Traces de quartz (Q).

FIG. II-18. — Empilement des cristallites d'opale-CT dans les lamelles des sphérules. Dessin en perspective d'une lamelle, d'après un cliché MET sur fond noir (calé sur l'anneau à 4,07-4,30 Å). La section noircie des cristallites a été décalquée sur les domaines diffractants du cliché.

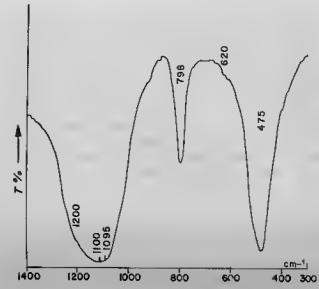


FIG. II-19. — Spectre IR de sphérules d'opale-CT (région de Baudres, Indre). Explications dans le texte.

Source : MNHN, Paris

tallites de dimension régulière, orientation et arrangement des cristallites suivant deux directions du plan des lamelles, et association des lamelles pour former des sphérules. L'empilement des cristallites suivant des fibres plus ou moins bien individualisées et dont l'axe est légèrement décalé, conduit à une structure fibro-radiée donnant à l'ensemble une symétrie de révolution pour chaque lamelle et pour l'ensemble des lamelles d'une même sphérule.

La croissance de ces dernières est donc *centrifuge*, et ne peut être alimentée que par de la silice en solution. Les couches de tétraèdres se déposent les unes sur les autres pour former des cristallites dont l'épaisseur ne dépasse pas une dizaine de tétraèdres avec une largeur limite de 500 à 600 Å (tout au moins dans les échantillons étudiés). Le développement de ces cristallites est probablement limité par des impuretés (Millot, 1960), ce qui suppose des raccords de silice plus ou moins amorphe, riches en cations, entre les cristallites. Les couches suivantes provoquent la formation d'un nouveau cristallite superposé au précédent, l'ensemble se développant en fibres. Dans le même temps, d'autres fibres se développent dans le même plan. Entre les cristallites de deux fibres adjacentes, les raccords ne sont qu'approximatifs, avec un angle d'environ 5°. On interprète ici ce phénomène comme une mâcle par pseudo-symétrie. L'addition de ces déviations angulaires provoque une structure radiée qui donne à l'ensemble une tendance à la forme sphérique. En domaine océanique, le diamètre des sphérules ne dépasse jamais 10 à 20 µm. Phénomène vraisemblablement dû à l'énergie nécessaire à la poursuite de la croissance cristalline et aux variations de la teneur en silice dissoute. L'enfouissement est peut-être responsable de cet arrêt de développement.

La forme lamellaire et sphérique des sphérules a été l'objet d'une interprétation différente par Flörke *et al.*, (1975, 1976), puis par von Rad *et al.*, (1978). Les mesures qu'ils ont faites au MEB sur des sphérules montrent un angle dièdre courant d'environ 70° entre les groupes de lamelles, angle qui correspond à celui d'un octaèdre régulier. Partant de la comparaison avec des opales-CT synthétisées à haute pression et haute température, les auteurs expliquent cette morphologie particulière par l'association de plaquettes de tridymite suivant les faces (111) de l'octaèdre de la cristobalite. Si cet assemblage est possible dans le cas de produits hydrothermaux synthétiques, visiblement cristallisés différemment — et d'ailleurs très instables selon les auteurs — on peut difficilement l'envisager pour les sphérules que j'ai pu examiner, dont l'assemblage des cristallites est perpendiculaire au plan des lamelles. D'ailleurs sur les échantillons étudiés ici, l'angle entre les lamelles est quelconque, rarement de 70°.

VI. — CALCÉDOINE

Le terme de calcédoine est utilisé ici pour désigner une variété cryptocristalline et fibreuse de quartz. Pour des raisons cristallographiques qui sont développées ci-dessous, il apparaît à l'heure actuelle nécessaire de regrouper sous le nom de calcédoine toutes les sous-espèces minéralogiques décrites par Lacroix (1893-1913) : quartzine, lutécite et calcédonite, que les auteurs français sont seuls à utiliser et qui n'ont pas de signification minéralogique.

La calcédoine est le constituant essentiel, sinon unique des silex si abondants dans les dépôts pélagiques crayeux du Crétacé supérieur de l'Europe. Elle représente également une des phases majeures de certains cherts océaniques. C'est dire l'intérêt de son étude et l'importance que peut avoir sa détermination dans les roches où elle voisine avec d'autres phases de silice. De tels accidents siliceux résultent-ils d'une diagenèse, d'une conversion minéralogique, d'un passage direct de la silice en solution à l'état cristallin ? Une étude minéralogique de la calcédoine dans ces roches, conduisant à une meilleure connaissance de sa croissance cristalline, peut permettre de lever un coin du voile.

Depuis Correns et Nagelschmidt (1933), puis Pelto (1956), la structure de la calcédoine est mieux connue. Je me bornerai à résumer l'excellente synthèse due à Millot (1960). Comme dans le cas de l'opale-CT, la calcédoine est constituée par un assemblage de fibres, elles-mêmes formées par l'empilement de cristallites de quartz de 500 Å environ, dont l'axe C est perpendiculaire à la direction des fibres. Entre les cristallites de fibres voisines, existe une zone de transition où les réseaux qui se rejoi-

Source : MNHN, Paris

gnent sont distordus. C'est là où les raccords sont le plus mauvais que sont retenues les impuretés (cations, eau).

Depuis, on a tenté d'affiner cette connaissance de la calcédoine par sa synthèse à haute pression et haute température (Ernst et Calvert, 1969 ; Wite et Corwin, 1964 ; Oehler, 1976), à partir de produits divers tels que verres, cristobalite, gels siliceux. Ces travaux, s'ils ont débouché sur des hypothèses génétiques souvent opposées, n'ont pas permis d'expliquer un certain nombre de problèmes. Certains auteurs admettent la présence d'opale-CT (Plyusnina *et al.*, 1970). D'autres, comme Folk et Weaver (1952), accordent de l'importance aux inclusions d'eau pour expliquer les propriétés optiques de la calcédoine. En fait, rien ne permet de penser que ces deux facteurs aient un rôle (Badia et Fröhlich, 1975).

Détermination de la calcédoine dans les roches. Au microscope, l'aspect est caractéristique. La calcédoine a une biréfringence comparable à celle du quartz et un indice légèrement inférieur, qui peut varier dans une large mesure. Dans les meilleurs cas (pl. IV, fig. 9), les fibres, très allongées et bien individualisées au sein de groupes à structure radiée, sont aisément observables. L'extinction onduleuse est caractéristique. L'allongement est tantôt positif, tantôt négatif. L'origine de cette différence de signe d'allongement est controversée (Oehler, 1976) et liée à la distinction entre quartzine et calcédonite (Lacroix, 1893-1913). Dans les cas moins favorables (pl. IV, fig. 8), les fibres sont beaucoup plus fines et plus floues, et la structure radiée ne s'observe plus : la détermination est alors difficile et la confusion possible avec du quartz microcristallin.

Les diffractogrammes X ne permettent pas de lever l'indétermination. Mélières (1978) propose une estimation de la cristallinité du quartz en mesurant la semi-largeur du pic (101) à 3,34 Å. Si cette méthode est attrayante, elle ne permet que de définir un état cristallin du quartz et non de la calcédoine, surtout en mélange. Une autre méthode a été proposée par Badia et Fröhlich (1975), basée sur l'analyse infrarouge. Si la calcédoine est identique au quartz en diffractométrie X, elle présente des spectres spécifiques en infrarouge (fig. II.20). Par rapport au quartz, les bandes d'absorption de basse fréquence (vibrations de déformation et vibrations de réseau) se trouvent à des fréquences plus basses ; le doublet à 400 et 380 cm^{-1} est inversé, et une nouvelle bande d'absorption se manifeste à 555 cm^{-1}. Ces caractéristiques permettent de faire un diagnostic, même en mélange avec d'autres phases de silice : la bande d'absorption supplémentaire (555 cm^{-1}) est toujours décelable. Cette méthode est particulièrement précieuse pour l'étude des cherts océaniques où la calcédoine, mélangée à l'opale-CT, n'est souvent pas séparable au microscope.

Structure et croissance cristalline. L'analyse IR confirme la structure de la calcédoine en apportant des précisions (Badia et Fröhlich, 1975) : si la calcédoine est bien du quartz, la petite taille des cristallites implique la présence d'une volumineuse enveloppe où les liaisons interioniques sont plus grandes et le réseau distordu. Au cœur des cristallites, le quartz est bien cristallisé, mais à la périphérie le réseau cristallin perd de sa symétrie (ce qui est la cause des particularités du spectre de vibrations). L'analyse d'une série d'échantillons de calcédoine nous a en outre montré une série continue de calcédoines à cristallinité croissante, correspondant à des fibres et des cristallites de mieux en mieux individualisés (fig. II.20). Nous n'avons cependant pas observé de transition entre les calcédoines très bien cristallisées et le quartz microcristallin. Dans tous les cas, les propriétés de la calcédoine et l'originalité de son spectre IR tiennent à la taille des cristallites et à la distorsion du réseau du quartz aux limites des cristaux, et non à la présence d'opale-Ct (voir Plyusnina *et al.*, 1970), qui n'apparaît d'ailleurs pas aux rayons X.

La structure de la calcédoine est ainsi à rapprocher de celle de l'opale-CT, par la taille des cristallites, leur désordre structural et leur mode d'empilement en fibres. La croissance géodique, centrifuge, donne également des masses sphériques à structure fibroradiée (sphérolites). Pour ces deux types de silicification, il semblerait que la richesse en cations des eaux-mères puisse jouer un rôle en conditionnant la structure (Millot, 1962). La genèse de ces accidents siliceux sera abordée plus loin, mais il apparaît déjà que le mécanisme de conversion silice amorphe-opale-CT-calcédoine-quartz (voir von Rad *et al.*, 1978), prôné par les auteurs anglo-saxons, soit difficile à admettre et ne paraît pas compatible avec la structure de ces minéraux, ni avec leur mode de croissance.

Source : MNHN, Paris

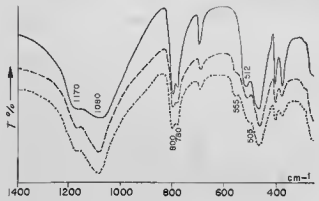


FIG. II-20. — Spectres IR de quartz (en traits pleins), de calcédoine précieuse (au milieu, en tiretés) et d'un silex (en bas, en tiretés-points). D'après Badia et Fröhlich, 1975. Noter la bande caractéristique de la calcédoine, vers 555 cm^{-1}.

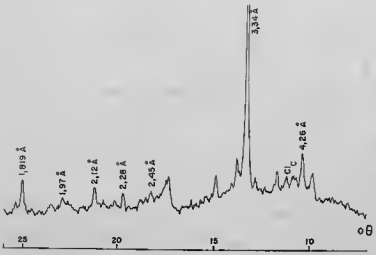


FIG. II-21. — Diffractogramme X (Cu K α) de la fraction insoluble d'une craie santonienne du bassin de Paris (Gargenville, Yvelines). Les raies indicées sont celles des trichites de quartz. Cl = clinoptilolite ; C = opale-CT.

Source : MNHN, Paris

TABLEAU II.3. — Trichites de quartz : comparaison des raies de diffraction X (RX, fiche ASTM 5-0490) et de diffraction électronique (DE : résidu d'attaque à HCl d'une craie santonienne de Gargenville).

RX		OE (1)		OE (2)		OE (3)		OE (4)	
d (Å)	(hkl)	d(Å)	I	d(Å)	I	d(Å)	I	d(Å)	I
4,266	100	4,26	TF	4,26	TF	4,26	TF	4,26	taches
3,343	101	-	-	-	-	3,34	taches	3,34	TF
2,458	110	2,46	M	2,46	M	2,46	M	-	-
2,282	102	2,29	-	-	-	-	-	-	-
2,237	111	-	-	-	-	-	-	-	-
2,128	200	2,13	tf	2,16	tf	2,14	f	-	-
1,980	201	-	-	-	-	1,985	taches	1,99	F
1,817	112	-	-	-	-	-	-	?	floue
1,672	202	-	-	-	-	-	-	?	floue
1,659	103	1,62	tf	1,62	tf	-	-	-	-
1,608	210					1,604	f	?	?
1,541	211	-	-	-	-	-	-	1,53	tf
1,453	113	1,453	f	1,44	tf	1,44	f	-	-
1,382	212	-	-	-	-	-	-	-	-
1,375	203	-	-	-	-	-	-	-	-
1,372	301	-	-	-	-	-	-	-	-
1,288	104	-	-	-	-	-	-	-	-
1,256	302	1,25	tf	1,25	tf	1,25	floue	-	-
1,19	213 / 221	-	-	1,19	tf	1,19		1,197	tf

Source : MNHN, Paris

VII. — QUARTZ

Il ne sera ici question que du quartz à habitus fibreux (Fröhlich, 1974) : les formes de quartz en remplacement de la calcite dans certaines craies ne présentent pas d'intérêt du point de vue de la structure.

L'association de fins filaments avec des sphérules d'opale-CT a été signalée par Leclaire (1974a). J'ai par ailleurs observé des filaments de cet ordre dans des craies silicifiées du Bassin de Paris, que j'ai pu isoler et analyser (Fröhlich, 1974). La nature siliceuse de ces filaments a été mise en évidence sur sédiment brut et sur des filaments isolés à la microanalyse X. Étant donné leur finesse (de quelques centaines d'Å sur un à deux microns), la microanalyse X n'est cependant pas significative : l'épaisseur de matière traversée est supérieure à celle des filaments. En outre, la focalisation des électrons n'est plus rigoureuse à de tels grossissements et les électrons réfléchis interfèrent. Cette méthode ne donne donc qu'une *indication de composition*, qui doit absolument être contrôlée par d'autres techniques.

En diffractométrie X, la fraction insoluble de ces craies (fig. II.21) montre un mélange de silicates : quartz, opale-CT, clinoptilolite, montmorillonite et dôme d'amorphes prononcé, centré sur 4 Å. Dans ce mélange, le quartz est très largement prépondérant et son pic à 3,34 Å très développé par rapport aux autres. La fraction de ces craies insoluble à HCl serait donc essentiellement constituée par du quartz dont les plans (101) ont une orientation préférentielle — ou encore sont mieux représentés —. On peut en première approximation rapporter ce quartz aux filaments qui constituent environ 80 % des mêmes échantillons examinés au MEB. Une confirmation est apportée en infrarouge, avec des nuances : si les bandes d'absorption SiO_4 sont très bien développées, les vibrations de réseau propres au quartz sont atténuées, ce qui pourrait être l'indice de réseaux cristallins limités, tout au moins dans certaines directions. Tous les caractères de ces spectres rapportent ces cristaux au quartz, et non à la calcédoine.

Diffraction électronique. Au MET, en électrons transmis, on observe des fibres de 300 à 500 Å d'épaisseur pour 1 à 2 µm de long (pl. II, fig. 11), agglutinées en paquets dans le même plan. En électrons diffractés, les fibres sont trop fines pour obtenir des diagrammes utilisables. Les taches de diffraction très ténues sont cependant significatives de monocristaux. Le quartz a donc dû être mis en évidence en diagrammes de poudres en anneaux, sur des paquets de fibres. Les différentes diffractions (tableau II.3) sont très constantes par leur intensité et leurs équidistances (3 premières colonnes). Seules deux équidistances apparaissent fortement : (100) et (110). Les autres sont très faibles, et on remarque en plus l'absence systématique des raies (hk1) dont la raie majeure du quartz (101).

Lorsque l'incidence n'est plus perpendiculaire à l'allongement des fibres (colonne 4 du tabl. II.3), les raies (hk1) apparaissent au contraire fortement, alors que les raies (hk0) sont absentes ou très faibles.

Les plans (hk1) sont donc perpendiculaires au plan d'allongement des fibres. Corrélativement, les équidistances d'(Å) = 3,34 Å (101) étant plus nombreuses par rapport aux autres, les pics correspondants sont anormalement développés en diffractométrie X (fig. II.21). Enfin, si la diffraction électronique donne en incidence normale des anneaux bien résolus et composés de taches distinctes, on a sous une autre incidence des halos diffus vers les faibles équidistances, mais plus nets vers le centre du diagramme.

Conclusion. Ces fibres siliceuses sont donc des cristaux aciculaires de quartz. Leur aspect courbe au MEB n'est pas retrouvé au MET. Cette morphologie flexueuse tient pour une part à des déformations produites par leur gaine d'Or-Palladium dont l'épaisseur est plus importante que celle du cristal. De nombreux minéraux ont un habitus fibreux comparable, et il semble illusoire d'en faire la détermination sur les seules images au MEB sur sédiment brut, même avec la microanalyse couplée. Seule la microdiffraction électronique pourrait en préciser la nature. C'est d'ailleurs par ce moyen que Stein et Kirpatrick (1976) ont mis en évidence des cristaux filamenteux de quartz obtenus expérimentalement, et tout à fait comparables à ceux décrits ici.

Source : MNHN, Paris

Contrairement à la calcédoine des cherts qui remplace les éléments figurés, ce type fibreux de quartz (« trichites ») est à croissance libre, en milieu aqueux, probablement directement formé à partir de solutions.

VIII. — CONCLUSION

Les différents silicates décrits dans ce qui précède sont des constituants importants de la fraction non biogène des sédiments pélagiques tertiaires et quaternaires de l'océan Indien austral. Comme on le verra par la suite, certains d'entre eux sont associés en *paragenèses*. La nature des phases en présence, leur forme cristalline et leur mode de croissance en font des témoins précieux des conditions de sédimentation.

Source : MNHN, Paris

CHAPITRE III

LES SILICATES DANS LA SÉDIMENTATION PÉLAGIQUE RÉCENTE

Avant de s'intéresser aux dépôts anciens, on examinera ici la répartition des silicates d'un point de vue qualitatif et quantitatif dans des sédiments qui se sont déposés au Pléistocène supérieur et moyen (biozones NN21 et NN20), depuis moins de 400 000 ans ; on a pu en effet constater l'homogénéité de la fraction silicatée dans les dépôts pélagiques de cette période. Nous pouvons donc considérer que les phénomènes sédimentaires qui ont permis l'apport et la néoformation de silicates depuis 0,4 Ma sont toujours en vigueur dans l'océan actuel.

Pour éviter toute erreur dans l'interprétation et les corrélations, seuls les échantillons bien datés ont été retenus ; tous ceux qui comportaient une faune ou une flore remaniées ont été écartés. Cette règle nous a amenés à ne prendre ici en considération que des sédiments biogènes. Le cas des boues rouges, non datables par la biostratigraphie, sera envisagé plus loin. Cette restriction limite singulièrement le nombre des échantillons représentatifs, qui ne doivent provenir que de séries quaternaires bien datées et de niveaux éloignés de discontinuités stratigraphiques. On n'a retenu en vertu de ce principe que les sommets de carottes dont l'âge est le plus récent : surtout dans les carottiers pilotes (par gravité) et les prélèvements à grande section (AET 1/4 m² et SIPAN 1 m²). Dans les carottes à piston en effet, l'interface et même souvent les quelques centimètres sommitaux ne sont pas conservés.

On s'est ainsi très vite rendu compte que seul un petit nombre d'espèces silicatées de quelque importance figurait dans les dépôts récents : kaolinite, gibbsite, montmorillonite et quartz pour les silicates cristallisés. Les autres minéraux, détritiques (illite, micas, chlorites, pyroxènes, feldspaths, palagonite, verres volcaniques, etc...), sont mineurs ; souvent absents et exceptionnellement concentrés (bémipélagites et byaloclastites). Dans les sédiments pélagiques au contraire, les complexes silico-ferriques amorphes représentent un constituant de première importance.

I. — LES FACIÈS

Le faciès des sédiments pélagiques dépend étroitement de la quantité et de la nature des tests de microorganismes planctoniques déposés et conservés sur le fond. La proportion de calcaire fossilisé étant fonction de la profondeur de dépôt, les faciès carbonatés se trouvent plutôt aux faibles et moyennes profondeurs (Clocchiatti, 1976). Ils occupent une large surface sur le fond actuel des océans (Kolla *et al.*, 1976), et passent latéralement aux boues rouges et aux diatomites en dessous de la *CCD*, vers 4 800-4 900 m (Clocchiatti, 1976). Quant aux dépôts biosiliceux, c'est l'intensité de la productivité qui en conditionne l'importance (Caulet, 1977). Les boues rouges azoïques sont donc cantonnées aux « grands fonds océaniques » dans les zones à faible productivité : bassin de Madagascar, Sud du bassin Indien central, Nord du bassin de Crozet (Leclaire *et al.*, 1976 ; Giannesini, 1977). Les diatomites remplacent les boues rouges au Nord et au Sud de cette *zone intermédiaire*.

Source : MNHN, Paris

La définition des faciès, approchée au microscope, a été améliorée par l'analyse infrarouge systématique. On s'est ainsi rendu compte que bon nombre de diatomites n'étaient en réalité que des boues rouges à organismes siliceux où la proportion de silice biogène dépasse rarement 30 %.

Il n'a pas été possible de tirer parti des données publiées sur cette région de l'océan Indien, que les auteurs ont obtenues uniquement en diffractométrie X, et souvent sur des sommets de carottes non datés, mais considérés comme sédiments récents en raison de position sommitale (cf. Kolla, 1974 ; Matti *et al.*, 1974a, 1974b, 1974c ; Cook *et al.*, 1974 ; Gorbunova, 1966 ; Griffin *et al.*, 1968 ; Rateev *et al.*, 1969 ; Goldberg et Griffin, 1970 ; Kolla et Biscaye, 1973a ; Kolla *et al.*, 1976 ; Moriarty, 1977). Cette imprécision sur l'âge des sédiments analysés (et même parfois sur leur faciès) peut expliquer les contradictions courantes dans les cartes de répartition de l'abondance relative des minéraux argileux chez les différents auteurs.

Tous s'accordent néanmoins pour donner la dernière place à la chlorite dans le cortège des minéraux argileux. A l'inverse, la montmorillonite serait le minéral phylliteux cardinal, surtout au centre des bassins. En dehors du domaine étudié ici, une province à palygorskite occuperait toute la partie nord-orientale de l'Océan Indien (bassin des Mascareignes, bassin des Somalies, mer d'Arabie). Si Cronan *et al.* (1974) voient dans ces dépôts la trace d'altération basaltique, Goldberg et Griffin (1970) pensent que ces phyllites fibreuses, d'origine détritique, ont été transportées par les vents à partir de l'Arabie. Pour de nombreux auteurs, la quasi-totalité des argiles seraient héritées et transportés par les vents (Griffin *et al.*, 1968).

II. — LES SILICATES CRISTALLISÉS : NOUVELLES DONNÉES

Si la nature de la fraction argileuse est relativement bien connue, aucune estimation, fût-elle grossière, de la proportion de ces minéraux par rapport au sédiment total n'a été publiée. Cela tient à ce que les analyses, uniquement diffractométriques, ont été effectuées sur une fraction granulométrique précise (inférieure à 2 microns), le plus souvent après attaque acide. Fraction dont l'importance échappe à toute mesure : on n'a par cette méthode aucune idée du faciès réel des sédiments analysés. De plus, les estimations quantitatives sur diffractogrammes X, basées sur le développement des pics de diffraction, n'ont qu'une valeur relative et sont amplement fonction de la cristallinité des minéraux, l'abondance des constituants amorphes (minéraux et biogènes) compliquant encore le problème.

A. — Nature de la fraction cristallisée

La *kaolinite* est le silicate cristallisé dominant dans le domaine Indien austral. En accord avec les auteurs cités (cf. Rateev *et al.*, 1969), la plus grande partie du secteur étudié (10° S-30° S) est particulièrement enrichie en kaolinite (voir tabl. III.1 à III.3) qui, dans tous les cas, est bien cristallisée.

Sauf dans le Nord du bassin Indien central où elle est majeure, la *montmorillonite* n'est pas apparue dans les analyses infrarouges et diffractométriques, ce qui est en contradiction avec les données publiées précédemment. L'explication est sans doute dans le choix rigoureux des échantillons étudiés ici : les smectites sont en effet abondantes dans les sédiments plus anciens et sont couramment présentes au sommet des carottes à la faveur d'affleurement de sédiments plus anciens ou par le biais des remaniements.

La *gibbsite*, $Al(OH)_3$, est localement associée à la kaolinite.

Le *quartz* est présent dans tous les cas, sans jamais être réellement abondant.

Pyroxènes et *feldspaths*, souvent absents, et le plus souvent seulement visibles au microscope, ne sont concentrés qu'à proximité des sources volcaniques (volcan de la Réunion, par exemple), dans les hémipélagites ou dans le matériel glacio-détritique.

Les *verres volcaniques* et la *palagonite*, presque toujours décelables dans les sédiments rouges

Source : MNHN, Paris

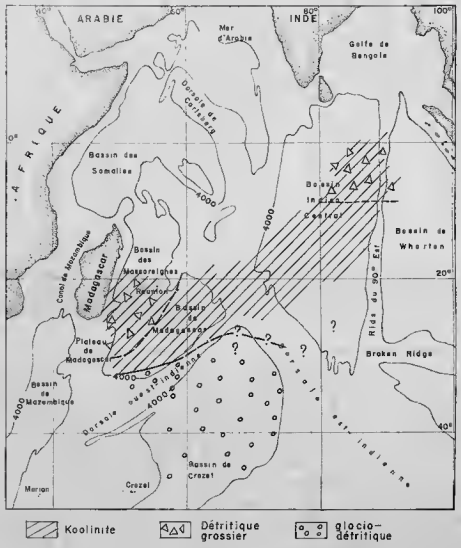


FIG. III-1. — Caractères dominants de la fraction détritique dans l'océan Indien austral. Les détritiques grossiers ne se trouvent qu'à proximité des masses continentales ou dans la zone d'influence des apports glacio-détritiques d'origine antarctique. Ailleurs, ce sont les phyllites (kaolinite) qui dominent la fraction détritique.

Source : MNHN, Paris

ECHANTILLON	% sédiment total							% fraction non biogène			
	Kaolinite	Gobbsite	Quartz	Complexes	SiO_2 biogène	Calcite	Minéraux lourds	Complexes	Kaolinite	Gibbsite	Quartz
MO 75052 I Top	8	5	2	55	t	25	t	73	11	7	2,5
MO 75053 II 0,8	4,4	1,5	t	30	-	59	t	73	11	4	?
MO 76089 Top	16	8	4	41	-	t	20	41	16	8	4
MO 76091 CP 0,5	3	t	1	21	t	70	t	70	10	?	3
MO 76094 I 0,7	2,5	t	1	15	2,5	76	-	70	11,5	?	4
MD 76097 Top	1	-	t	13	2	83	-	86	7	-	6,5
MO 76D98 I 1,0	2	-	1	22	1,5	69	-	74,5	7	-	3,5
MO 76100 CP	4	t	3	33	2,5	52	t	73	9	?	6,5
MD 76101 CP	2	-	1	15	2	75	t	65	9	-	4,5
AET 11 Top	2	t	1	23	6	58	P	64	6	?	3
AET 05 Top	3	t	2	25	5	58	-	68	7	?	5

Tableau III.1. — % des principaux constituants estimés en infrarouge pour quelques échantillons du bassin de Madagascar. A gauche, par rapport au sédiment total ; à droite, par rapport à la fraction non biogène. — = absent ; t = traces ; P = présent (supérieur à 5 %).

ECHANTILLON	% sédiment total							% fraction non biogène		
	Kaolinite	Gibbsite	Quartz	Complexes	SiO_2 biogène	Calcite	Minéraux lourds	Complexes	Kaolinite	Quartz
MO 75057 CP	-	-	-	8	-	90	-	80	?	?
MO 75067 Top	t	-	t	10	-	88	-	83	?	?
MO 77145 10,7	1	-	t	10	3	82	-	67	7	?
MD 77213 Top	8,5	-	3	57	15	t	-	67	10	4
MD 77215 Top	6	-	6	60	21	-	-	76	8	8
MO 77217 Top	4	-	3	50	32	-	-	74	6	5
MO 77218 Top	1	-	-	23	13	59	-	82	3,5	?
MD 77221 Top	5	-	2	42	8	34	-	72	9	4
MO 77231 Top	3	-	3	40	13	30	-	70	6	6
MD 77232 Top	t	-	t	20	14	59	-	74	?	?
AET 21 Top	3	-	5	54	37	-	-	86	5	8

Tableau III.2. — % des principaux constituants pour quelques échantillons du bassin Indien central. A gauche, par rapport au sédiment total ; à droite, par rapport à la fraction non biogène. — = absent ; t = traces.

Source : MNHN, Paris

ECHANTILLON	Sédiment total						Fraction non biogène		
	Kaolinite	Quartz	Complexes	SiO_2 biogène	Calcite	Minéraux lourds	Complexes	Kaolinite	Quartz
MO 75070 Top	-	t	12	1	82	t	71	?	?
MO 75072 I 0,7	1	1	24	4	65	P	76	3	2
MO 75073 CP	1	2	23	3	65	P	70	3	6
MD 75077 Top	2	3	35	7	41	-	67	4	6
MO 75078 Top	-	-	12	4	80	-	75	?	?
AET 02 Top	1,6	3	40	26	19	P	72	3	6
AET 06 Top	1,5	3	39	51	-	t	80	3	6
AET 09 Top	2	4	32	0,5	50	P	65	4	8
AET 10 Top	3	5	41	6	29	P	63	4	8

TABLEAU III.3. — % des principaux constituants pour quelques échantillons du bassin de Crozet. A gauche, par rapport au sédiment total ; à droite, par rapport à la fraction non biogène. — = absent ; t = traces ; P = présent (supérieur à 5 %).

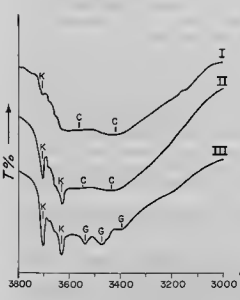


FIG. III-2. — Nature et importance de la fraction argileuse dans les sédiments biogènes du Pléistocène supérieur et moyen du bassin de Crozet (I : MD 76113), du bassin Indien central (II : MD 77217) et du bassin de Madagascar (III : MD 73010). Comparaison de spectres IR dans le domaine des vibrations de valence OH et H_2O pour une proportion de constituants biogènes comparable (20 % environ) : boues rouges à organismes siliceux (I et II) et boues rouges carbonatées (III).
K = kaolinite ; G = gibbsite ; C = complexes silico-ferriques amorphes.

Source : MNHN, Paris

(pauvres en carbonates), peuvent être localement importants (Nord de la Ride du 90e Est, Ouest du bassin de Madagascar).

En fait, seules les teneurs en kaolinite, et parfois en gibbsite peuvent être significatives.

B. — Répartition géographique

Le *glacio-détritique.* Seul le bassin de Crozet est intéressé par les apports glacio-détritiques (fig. III.1), où dominent les minéraux lourds et le quartz. Les teneurs en kaolinite, exprimées en % de la fraction non biogène du sédiment (voir plus loin) sont beaucoup plus faibles dans le bassin de Crozet que partout ailleurs (Tabl. III.3 et fig. III.2 et III.3) : 3 à 4 % des constituants non biogènes.

La *province tropicale à kaolinite.* Les teneurs en kaolinite sont élevées dans le bassin Indien central et surtout dans l'Ouest du bassin de Madagascar (Tabl. III.1 et III.2). Malgré l'abondance des minéraux détritiques grossiers dans l'Ouest du bassin de Madagascar (minéraux lourds, verres volcaniques), c'est précisément dans ce secteur que l'on constate les plus fortes valeurs (plus de 15 % de la fraction non biogène). Les teneurs relatives en kaolinite et en gibbsite (qui est subordonnée à la kaolinite dans le bassin de Madagascar) augmentent d'Est en Ouest et du Sud vers le Nord (fig. III.3). Les concentrations les plus fortes en gibbsite se trouvent à proximité de Madagascar, tandis qu'elle disparaît à l'Est de la dorsale centrale indienne.

Limites de la province à kaolinite. La limite méridionale de cette province coïncide à peu près avec la dorsale Ouest indienne. Mais dans le Sud du bassin de Madagascar, les sédiments pléistocènes présentent des traces de l'influence du courant d'eau antarctique profonde : présence d'une fraction glacio-détritique discrète, forte diminution de la teneur en kaolinite. Malgré le petit nombre d'échantillons prélevés dans l'extrême Sud du bassin Indien central, on soupçonne également une baisse sensible des teneurs en kaolinite au Sud du 30e parallèle Sud.

L'extension septentrionale de la province à kaolinite est difficile à préciser en raison du nombre insuffisant de prélèvements. Cependant, les carottes les plus nordiques du centre du bassin Indien central (vers 10°S) et celles de la ride du 90e Est équatoriale (MD 77157, 159) montrent l'apparition de la montmorillonite (Al-Mg), puis sa prééminence (Ride du 90e E). On aurait là la limite de la province Indonésienne à montmorillonite dominante de Kolla et Biscaye (1973). Suivant Goldberg et Griffin (1970), l'accumulation de montmorillonite et de détritiques grossiers dans ce secteur serait redevable tant des apports des grands fleuves indiens que de l'action de la mousson hivernale.

Un cas particulier retient l'attention : la carotte MD 73034, située aux confins du bassin de Madagascar et du bassin des Mascareignes. Hoffert et Karpoff (1975) y ont montré de faibles teneurs en kaolinite et, au contraire, une nette prédominance des smectites. L'analyse IR sur sédiment brut nous a confirmé cette particularité locale et permis de préciser la nature de ces phyllites : smectites dioctaédriques ferrifères qui, comme on le verra plus loin, sont caractéristiques de sédiments plus anciens. Mais la série pléistocène, très réduite dans cette carotte, repose en discontinuité sur le Pliocène supérieur : il est probable que ces smectites soient remaniées au même titre que les microfossiles pliocènes qui y figurent. Le seul fait notable dans cette carotte me paraît être l'affaiblissement des teneurs en kaolinite. La transition entre les dépôts à kaolinite du bassin de Madagascar et les sédiments appauvris en kaolinite du bassin des Mascareignes se placerait dans cette région.

En résumé, la province à kaolinite qui couvre la plus grande partie du bassin de Madagascar et du bassin Indien central, est encadrée :

— *au Nord,* par une province à montmorillonite, où les sédiments sont également enrichis en détritiques grossiers ;

— *au Nord-Ouest,* par une province appauvrie en kaolinite et, selon les auteurs cités, riche en palygorskite détritique ;

— *au Sud* enfin, par une province où les sédiments sont appauvris en phyllites et soumis aux apports glacio-détritiques.

Source : MNHN, Paris

Le gradient de kaolinite et de gibbsite aux abords de Madagascar est à mettre en parallèle avec celui qui a été mis en évidence vers les mêmes latitudes au large de l'Australie (bassin de Wharton : Griffin *et al.*, 1968).

III. — LES SILICATES AMORPHES

L'existence et l'importance des *complexes silico-ferriques amorphes* dans les dépôts pélagiques récents n'ont pu être reconnues que par l'analyse infrarouge globale des sédiments.

A. — Habitus et rapports avec le sédiment

J'ai pu observer ces complexes silico-ferriques amorphes dans tous les sédiments, des boues calcaires les plus pures aux boues rouges azoïques et aux diatomites : leur présence ne dépend donc au premier abord ni du faciès, ni de la profondeur de dépôt. On note cependant une certaine variabilité de leur habitus.

— Les particules de complexes amorphes sont mieux formées, plus grosses et colorées dans les sédiments calcaires.

— C'est dans les boues rouges qu'elles sont le plus teintées (excès de Fer).

— Les complexes silico-ferriques amorphes sont très difficiles à observer dans les sédiments riches en silice biogène (diatomites et boues rouges à organismes siliceux). Les particules sont en effet byalines, avec un indice très proche de celui du baume. C'est dans les diatomites antarctiques que ce caractère est le plus marqué, où il correspond probablement à un déficit en Fe^{+++}: les oxy-hydroxydes métalliques sont absents et remplacés par la pyrite (Fe^{++}). On considère généralement que ces diatomites antarctiques sont riches en matière organique.

— Dans les dépôts biosiliceux les plus récents, les complexes amorphes se présentent en masses compactes mal individualisées. Il est possible de suivre dans une même carotte (MD 77217, par exemple) une évolution rapide dans les premiers centimètres (représentant souvent 100 à 200 000 ans) : les complexes amorphes, formant un voile à peine discernable au microscope vers le sommet, s'individualisent très vite en particules isolées. Cette évolution n'existe pas dans le cas des séries carbonatées où les complexes amorphes figurent sous la forme de particules *dès l'interface* eau-sédiment (ou tout au moins ce qui en tient lieu dans les prélèvements à grande section).

Le dépôt des complexes silico-ferriques amorphes paraît donc être un phénomène non seulement récent, mais probablement actuel. Les modalités de dépôt suggèrent déjà qu'ils résultent plus d'une formation que d'une accumulation. L'importance de ces minéraux est considérable, et ils contribuent dans une large mesure à la formation des dépôts pélagiques récents.

B. — Importance relative des complexes silico-ferriques amorphes

Quoique réalisable, l'estimation de ces constituants sur frottis est insuffisante, toute la fraction fine échappant à l'observation. La quantification des complexes silico-ferriques amorphes ne peut donc être faite avec une précision acceptable qu'en infrarouge. Quelques chiffres significatifs sont donnés dans les tabl. III.1 à III.3.

Dans presque tous les cas, *les complexes silico-ferriques amorphes sont le constituant majeur de la fraction silicatée*, parfois même du sédiment total (Fröhlich, 1977a). Ils représentent en moyenne 73 % de la fraction non biogène. Les quelque 30 % restants sont à partager entre les minéraux détritiques, les oxy-hydroxydes métalliques, les micronodules, etc... La teneur peut approcher 90 % dans certains cas : toujours dans les sédiments peu profonds (plateaux asismiques et dorsales).

Source : MNHN, Paris

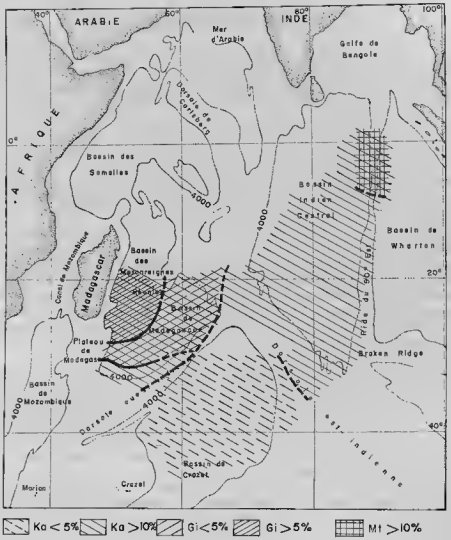


FIG. III-3. — Importance relative des minéraux argileux (par rapport à la fraction non biogène) dans les sédiments du Pléistocène supérieur et moyen. K = Kaolinite ; Gi = Gibbsite ; Mt = Montmorillonite.

Source : MNHN, Paris

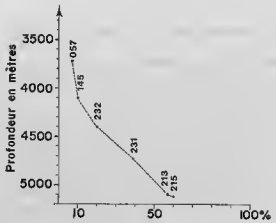


FIG. III-4. — Variation de la proportion de complexes silico-ferriques amorphes en fonction de la profondeur de dépôt dans le bassin Indien central (% par rapport au sédiment total). Influence de la dissolution des carbonates : on passe de boues calcaires blanches (MD 75057) aux faibles profondeurs à des boues rouges à organismes siliceux en dessous de la CCD (MD 77213, 215). Enrichissement corrélatif en complexes silico-ferriques amorphes.

Echantillons	Complexes Si-Fe	Kaolinite
BASSIN INDIEN CENTRAL :		
MD 77145	0,40	0,030
MD 77213	0,55	0,080
MD 77217	0,48	0,060
BASSIN DE MADAGASCAR :		
MD 75053	0,49	0,072
MD 75055	0,52	0,040
MD 75067	0,60	0,070
MD 76094	0,50	0,080
MD 76097	0,45	0,060
MD 76100	0,56	0,082

TABLEAU III.4. — Taux d'accumulation comparé des complexes silico-ferriques amorphes et de la kaolinite. Sommets de carottes du bassin Indien central et du bassin de Madagascar. Chiffres exprimés en $g/m^2/an$.

Source : MNHN, Paris

C. — Distribution géographique des teneurs

Le pourcentage des complexes silico-ferriques amorphes par rapport au sédiment total n'a qu'une valeur relative : il est influencé par les variations des autres constituants, et en premier lieu par celles des constituants biogènes. Les apports biosiliceux variant peu dans un même ensemble géographique (pour des sédiments d'un âge donné), ce sont les variations des carbonates qui devraient conditionner ce pourcentage. Dans ce cas, l'importance relative des complexes amorphes dépendrait de la quantité de carbonate fossilisé et serait donc fonction de la profondeur de dépôt. C'est bien ce que l'on constate sur la fig. III.4 où la valeur de ce pourcentage est représentée en fonction de la profondeur de dépôt pour quelques échantillons du bassin Indien central (voir aussi fig. III.2). Les points les plus hauts correspondent à des boues calcaires à organismes siliceux, et les plus profonds à des boues rouges à organismes siliceux. La courbe obtenue montre une relation nette avec la profondeur de dépôt.

En d'autres termes, les complexes amorphes sont plus abondants dans les sédiments les plus profonds, au centre des bassins. Ces résultats sont présentés sur la carte de la fig. III.5. Les teneurs sont néanmoins plus faibles que la normale dans l'Ouest et le Nord-Ouest du bassin de Madagascar, en raison de l'importance des apports détritiques.

D. — Taux d'accumulation

On a déjà précisé que ces valeurs exprimées en % du sédiment total n'offraient qu'un intérêt limité, les variations réelles étant masquées par celles des constituants biogènes. Une meilleure approche, avec des valeurs plus représentatives, consiste à calculer le pourcentage par rapport à la fraction non biogène :

$$\%\ (\text{non biogène}) = \frac{\%\ (\text{sédiment total})}{100 - \%\ (\text{Ca} + \text{Si})} \cdot 100$$

où Ca et Si représentent les pourcentages des constituants biogènes siliceux et calcaires. Quelques valeurs sont données dans la partie droite des tabl. III.1 à III.3 Les pourcentages des complexes amorphes sont peu variables, visiblement uniquement influencés par la proportion de minéraux détritiques (par exemple, à proximité de Madagascar : MD 76089), et indépendants de la profondeur de dépôt.

Mais si l'on a par cet artifice supprimé l'influence des constituants biogènes, ces chiffres ne représentent toujours que des *valeurs relatives*.

On peut obtenir des *valeurs absolues* en calculant le *taux d'accumulation* des particules sur le fond par unité de surface et par unité de temps. Le pourcentage de complexes amorphes par rapport au sédiment, calculé à partir des spectres infrarouges, est rapporté au taux d'accumulation total du sédiment. On obtient ainsi une grandeur indépendante des autres constituants : la quantité de complexes amorphes (en grammes) accumulés par unité de surface (en m^2) et par unité de temps (par an). La mesure de ce taux d'accumulation est délicate et dépend avant tout de la précision des datations et d'une maille serrée d'échantillonnage volumétrique. Des chiffres plus précis seront donnés dans un travail en préparation. Les estimations actuelles, quoique en nombre limité, permettent de se faire une idée de ce taux d'accumulation et de le comparer avec celui des argiles détritiques (cf. tabl. III.4).

On peut estimer que la quantité de complexes amorphes déposés est à peu près constante (environ 0,5 $g/m^2/an$) dans les sédiments récents, tout au moins pour un secteur géographique donné. On aurait alors une valeur d'un peu plus de 0,4 $g/m^2/an$ pour la silice de ces minéraux et seulement d'environ 0,05 $g/m^2/an$ pour le Fer ; chiffres comparables à ceux obtenus par Vergès (1979) par voie chimique.

D'après ces quelques chiffres, le taux d'accumulation des complexes amorphes, en moyenne près de 10 fois supérieur à celui des argiles (kaolinite), est indépendant de la profondeur de dépôt. Enfin,

Source : MNHN, Paris

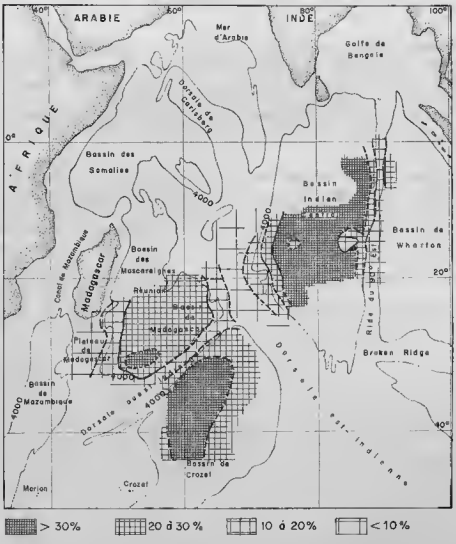


FIG. III-5. — Carte de répartition des teneurs en complexes silico-ferriques amorphes dans les sédiments du Pléistocène supérieur et moyen. Les % sont exprimés par rapport au sédiment total. La partie sud du bassin Indien central est laissée en blanc, en raison de la lacune des sédiments récents dans ce secteur.

Source : MNHN, Paris

il semble à l'heure actuelle qu'il soit indépendant du faciès : on n'observe pas de variations significatives entre les dépôts carbonatés, les diatomites et les boues rouges à organismes siliceux.

IV. — CONCLUSION

Ces dernières remarques permettent déjà de reconnaître le caractère authigène des complexes silico-ferriques amorphes : ces minéraux, rencontrés dans les sédiments récents, se formeraient encore dans le milieu pélagique actuel. L'importance considérable de ces silicates amorphes dans les sédiments pélagiques de l'océan Indien austral relègue au second plan les silicates détritiques. Ils participent pour plus de 70 % à la sédimentation pélagique non biogène. La majeure partie des 25 % environ qui sont impartis à la fraction détritique doit être imputée — sauf pour la province glacio-détritique — à des apports éoliens (alizés, mousson, etc...).

Une conclusion s'impose : *l'état actuel et récent du milieu océanique n'autorise pas la formation de silicates cristallisés.* Soit que la concentration en éléments nourriciers est trop faible (Si, Al, Mg, etc...), soit que les conditions thermodynamiques sont défavorables à la croissance cristalline : ce point sera débattu plus loin. A l'inverse, la sédimentation pélagique est dominée par le dépôt en grandes quantités de *complexes silico-ferriques amorphes*, phénomène général qui implique *la fossilisation d'une masse considérable de silice par voie physico-chimique.*

Source : MNHN, Paris

CHAPITRE IV

STRATIFICATION DES SILICATES DANS LES SÉDIMENTS PÉLAGIQUES TERTIAIRES ET QUATERNAIRES

L'analyse infrarouge des sédiments cénozoïques bien datés permet de déceler des variations importantes de la proportion des silicates et surtout de mettre en évidence des espèces minérales qui n'apparaissent pas dans les sédiments récents : smectites ferrifères, zéolites (phillipsite et clinoptilolite), palygorskite et opale-CT. On sait, surtout grâce au programme J.O.I.D.E.S., que certains de ces minéraux comme la clinoptilolite et l'opale-CT, courants dans les sédiments anté-oligocènes, sont absents au Néogène et au Quaternaire (cf., pour l'océan Indien, Kolla et Biscaye, 1973b ; Kolla, 1974 ; Pimm, 1974 ; Stonecipher, 1976 ; Fröhlich, 1977b).

Il existe une abondante littérature sur les silicates des sédiments paléogènes, mais aucune synthèse n'a jusqu'à présent été publiée pour ce qui est du Néogène. On verra ci-dessous que la raison essentielle tient à la mauvaise cristallinité des silicates majeurs, complexes silico-ferriques amorphes et composés silico-ferriques paraphylliteux (smectites ferrifères *s.l.*) qui ne sont déterminables — et *a fortiori* quantifiables — qu'en infrarouge.

On essaiera ici de montrer les fluctuations des principaux silicates en fonction de l'âge des sédiments qui les renferment. On devrait arriver ainsi à suivre ces variations biozone par biozone. En fait, la non continuité des carottes, qui se traduit par des lacunes, chroniques à certaines époques (voir Leclaire, 1974a ; Luyendyk et Davies, 1974), et le développement des faciès rouges ne permettent pas d'obtenir cette vue en continu. Il subsiste d'importantes lacunes d'observation, notamment pour la période oligocène. Avant d'aborder la question de l'évolution des associations de silicates, un aperçu des séquences lithologiques permettra de préciser ce problème.

I. — CADRE SÉDIMENTAIRE : LES SÉQUENCES LITHOLOGIQUES

La succession des faciès dans le temps a été déterminée par la subsidence des flancs de dorsales, par les variations de la CCD et par celles de la productivité biosiliceuse. Les séquences lithologiques ne seront donc pas toujours comparables dans les différents domaines océaniques, en particulier en raison de la présence des hiatus.

A. — Le bassin de madagascar

Les dépôts biosiliceux — modestes d'ailleurs — n'y apparaissent qu'à la limite plio-pléistocène (Caulet, 1977). Les variations lithologiques majeures sont donc déterminées essentiellement par la

Source : MNHN, Paris

profondeur de dépôt, donc par les variations de la CCD (Clocchiatti, 1976 ; Leclaire et Clocchiatti, 1976). Nombre de carottes offrent une alternance de boues carbonatées et de boues rouges, le contraste étant encore accentué par les fréquentes discontinuités stratigraphiques (hiatus) supprimant les zones de transition (cf. annexes : MD 73010, 019 ; MD 77209 ; DSDP 25-245, etc...).

En règle générale, la succession des faciès est la suivante :

— Quaternaire à Pliocène supérieur carbonaté,
— Boues rouges azoïques,
— Miocène supérieur à moyen carbonaté,
— Boues rouges azoïques,
— Éocène supérieur carbonaté,
— Boues rouges azoïques,
— Éocène moyen et inférieur, Paléocène carbonatés.

La plus grande partie du Miocène et tout l'Oligocène n'ont jamais été reconnus (lacune ou faciès rouge). La série de boues rouges déposée dans le bassin de Madagascar entre l'Éocène supérieur et le Quaternaire comporte des passées carbonatées à l'Éocène supérieur et au Miocène supérieur. Elle atteint son maximum dans les zones les plus profondes du bassin où la dissolution des carbonates est la plus sensible. Dans les cas extrêmes (MD 76091 par exemple) ne subsiste au Quaternaire qu'un fin niveau carbonaté du Pléistocène supérieur reposant sur les boues rouges. Lorsque la série quaternaire est continue, on peut suivre vers le bas l'apparition des boues rouges par diminution de la teneur en carbonates (MD 75053). La progression inverse s'observe au Miocène supérieur (MD 75054). *L'âge de dépôt des boues rouges est diachronique et fonction de la profondeur de dépôt* (comparer MD 75054 et MD 76088) ainsi que des variations de la CCD dans le temps (Clocchiatti, 1976).

B. — Le bassin indien central

Dans la zone équatoriale (au nord de 15° S), c'est donc la variation de la productivité biosiliceuse qui a réglé dans la plus grande partie du bassin (en dessous de la CCD) la succession des faciès. Dans les carottes où les hiatus ne sont pas trop importants, on peut constater le début de la sédimentation biosiliceuse au Miocène moyen/supérieur (Caulet, 1978) : MD 77157, 159, 232, DSDP 22-215. Les boues rouges azoïques les plus récentes seront donc du Miocène moyen. Dans ce secteur, elles reposent en discontinuité sur des sédiments carbonatés d'âge oligocène supérieur (MD 77143), éocène supérieur (MD 77232, 234) ou éocène moyen (MD 77220, 221). Une autre discontinuité majeure est présente au Pliocène supérieur. Localement, on peut trouver des hiatus importants sous le Pléistocène supérieur (qui peut également manquer). Les termes qui reposent sous le Quaternaire biogène sont alors suivant les cas des boues rouges, des boues carbonatées éocènes ou même paléocènes.

Schématiquement, on peut retenir :

— Miocène moyen/supérieur à Quaternaire : dépôts biogènes (biosiliceux ou carbonates),
— Boues rouges azoïques,
— Oligocène supérieur carbonaté,
— Boues rouges azoïques,
— Éocène et Paléocène carbonatés.

Dans la zone intermédiaire (au sud de 15° S), les séquences lithologiques correspondent à celles du bassin de Madagascar :

— Boues carbonatées à organismes siliceux plio-quaternaires, passant à des boues rouges biosiliceuses avec la profondeur de dépôt,
— Discontinuité stratigraphique courante,
— Boues rouges azoïques,
— Miocène moyen/supérieur, voire inférieur, carbonaté,
— Boues rouges azoïques,
— Oligocène supérieur carbonaté.

Source : MNHN, Paris

Les sédiments éocènes n'ont pas été reconnus dans ce secteur : le plancher basaltique est d'âge éocène probable (von der Borsch, Sclater *et al.*, 1974). L'extrême sud du bassin, moins profond, et avec un plancher basaltique plus jeune, montre une série entièrement carbonatée depuis l'Oligocène terminal. On constate parfois une lacune importante, avec des affleurements de Pliocène inférieur à moyen (MD 75065, 066).

C. — Le bassin de Crozet

Les sédiments recueillis dans la partie orientale et septentrionale du bassin, peu profonde (au-dessus de 4 000 m), sont d'âge quaternaire : boues carbonatées à organismes siliceux. La partie occidentale, plus profonde, montre des séries souvent condensées, et l'Éocène a pu être carotté à plusieurs reprises. La présence de failles transformantes à fort rejet vertical perturbe l'homogénéité sédimentologique du bassin.

Dans les zones profondes du centre, d'épaisses séries de diatomites ont été traversées, d'âge plio-quaternaire et même miocène supérieur (MD 76106). Les séries plio-quaternaires sont souvent condensées (Giannesini, 1977 ; Leclaire *et al.*, 1977) et les diatomites passent vers le bas des carottes à des boues rouges azoïques (MD 76104, 113, AET 7502). Dans le Sud-Ouest (plateau de Crozet) les diatomites sont particulièrement épaisses : la carotte MD 73025 a traversé 15 mètres de diatomites quaternaires, tandis que le forage DSDP 26-252 en a rencontré 250 m (datées du Pliocène supérieur à la base du forage).

Sur les lèvres relevées des failles transformantes, les boues rouges reposent sur l'Oligo-Éocène carbonaté et localement phosphaté (MD 75082, 76111, 112).

Les boues rouges rencontrées dans le bassin de Crozet sont donc interstratifiées entre des diatomites miocènes à quaternaires et des sédiments carbonatés d'âge éocène inférieur à moyen, ou même oligocène. Au sud du 35e parallèle Sud, les diatomites apparaissent au Miocène moyen à supérieur, tandis qu'au nord de cette latitude, les dépôts biosiliceux n'apparaissent qu'au Pliocène moyen (MD 73032, 033 ; MD 75077).

On a donc :

Nord du bassin :

— Boues carbonatées et boues rouges à organismes siliceux plio-pléistocènes,
— Boues rouges azoïques,
— Basalte (âge magnétique éocène à paléocène).

Sud du bassin :

— Boues carbonatées et siliceuses plio-quaternaires (partie orientale à faible profondeur),
— Diatomites (partie occidentale, plus profonde) : Miocène moyen à Quaternaire,
— Boues rouges azoïques,
— Boues carbonatées éocènes (et oligocènes *pro parte*).

L'installation de dépôts biosiliceux au cours du Miocène dans le sud du bassin (ceinture antarctique) est à mettre en parallèle avec ceux de la ceinture équatoriale dans le bassin Indien central à la même époque. Ainsi, du point de vue des séquences lithologiques, l'océan Indien austral conserve au cours du Néogène la zonation latitudinale observée pour les sédiments récents : zones équatoriale, intermédiaire et subantarctique.

D. — Conclusion

Mis à part le Quaternaire et le Pliocène supérieur souvent bien développés, le Néogène et l'Oligocène ne se présentent que ponctuellement sous des faciès biogènes en dehors des ceintures à haute productivité. S'ajoutant à l'importance des faciès rouges azoïques, la présence constante des hiatus

Source : MNHN, Paris

ne facilite pas l'étude des silicates. La comparaison du contenu silicaté de sédiments d'âges différents ne peut, le plus souvent, se faire qu'entre des carottes différentes, souvent éloignées. Les données recueillies sur les sédiments plio-quaternaires sont donc plus nombreuses que pour les sédiments plus anciens.

II. — KAOLINITE ET MINÉRAUX SECONDAIRES ASSOCIÉS

Seule la kaolinite, parmi les silicates dont l'origine détritique est incontestable, retient l'attention en raison de son abondance. La gibbsite et le quartz, mais surtout les feldspaths et les minéraux lourds, sont en trop faibles proportions pour être qualifiés. L'observation microscopique permet cependant de voir que l'évolution des teneurs de ces derniers minéraux suit celle de la kaolinite.

A. — Évolution des teneurs en kaolinite

On a résumé sur le tableau IV-1 les données numériques obtenues en infrarouge pour les trois bassins étudiés. Une remarque s'impose en premier lieu : la kaolinite est absente ou très rare dans les sédiments paléogènes. On en trouve moins de 1 % de la fraction non biogène dans l'Éocène supérieur à proximité de Madagascar (DSDP 25-245 ; MD 76090) et de la ride du 90° Est (MD 77232). Elle n'est plus décelable à partir de l'Éocène moyen. Ce n'est que dans les dépôts du Miocène inférieur qu'on trouve la kaolinite régulièrement, mais avec des teneurs encore faibles (environ 4 %). On constate une augmentation générale des teneurs à la limite Miocène supérieur-Pliocène inférieur (à partir de -10 millions d'années). Dans le nord du bassin indien central, cette augmentation se manifeste dès le Miocène moyen, vers -11 M.a. (MD 77232, à proximité de la ride du 90° Est). C'est dans les sédiments du Pliocène moyen que pour tous les bassins on trouve les teneurs les plus élevées ; elles tendent à diminuer au Pliocène supérieur et surtout au Pléistocène.

Dans le bassin de Crozet, où les sédiments sont nettement plus pauvres en kaolinite (teneurs 2 à 3 fois plus faibles), les variations des pourcentages suivent la même progression. A l'opposé, les chiffres les plus élevés sont observés dans les sédiments du bassin indien central nord (Nord de 15° Sud). Dans les dépôts récents (voir plus haut), on note un gradient de kaolinite d'Est en Ouest et le Nord dans le bassin de Madagascar : dans la partie nord-occidentale du bassin, les valeurs sont beaucoup plus fortes que dans le nord du bassin indien central. Or, le Pliocène inférieur et moyen biogène n'a pas été reconnu dans ce secteur du bassin de Madagascar. Nous n'avons donc pas d'éléments pour juger de l'évolution de ces maxima au Pliocène moyen. On sait malgré tout que des boues rouges d'âge pliocène inférieur et moyen probable, carottées dans cette partie du bassin, contiennent jusqu'à 30 % de kaolinite (MD 76089), soit plus du double des teneurs reconnues dans les sédiments du même âge du bassin indien central Nord. Il semble donc que le gradient observé dans les sédiments pléistocènes existait déjà au Pliocène inférieur et vraisemblablement même avant, au Miocène, sinon à l'Éocène (MD 76090 ; DSDP 25-245).

Pour l'essentiel, les variations des teneurs en quartz correspondent à celles de la kaolinite (tab. IV.1), avec un maximum au Pliocène moyen et de faibles valeurs au Miocène inférieur et surtout à l'Oligocène supérieur. Cependant, à l'analyse globale, les sédiments éocènes montrent des pourcentages relativement élevés de quartz, alors que la kaolinite et la fraction détritique grossière (minéraux lourds, feldspaths) sont absents. On constatera plus loin que le quartz que renferment les sédiments de l'Éocène n'est probablement pas d'origine détritique.

Dans l'ouest du bassin de Madagascar, la gibbsite n'est décelable qu'à partir de la limite Pliocène moyen-Pliocène supérieur (3 M.a. environ) et ne cesse de prendre de l'importance dans les dépôts plus récents. Les limites de la province à gibbsite, définies pour les sédiments du Pléistocène supérieur, sont encore valables pour ceux du Pliocène supérieur, de même que le gradient d'Est en Ouest.

Source : MNHN, Paris

MINERAL	BASSINS	QUATERNAIRE SUP. et MOY.	QUATERNAIRE INFERIEUR	PLIOCENE			MIOCENE			OLIGOCENE SUPERIEUR	EOCENE	PALEOCENE
				SUPERIEUR	MOYEN	INFERIEUR	SUPERIEUR	MOYEN	INFERIEUR			
Kaolinite	Madagascar	8,7	9,2	9,1	10,9	-	8,6	4	3,8	-	0-t	0
	Crozet	3,4	3,8	3,9	3,7	(3)	(3,2)	-	-	-	0	-
	Central S	8,5	9,3	9,3	9	4,3	(3)	3	4	t	0	-
	Central N	7	11,3	13,3	13,5	-	13,1	12,8	-	-	0-t	0
	90e E équa.	4	4	8	9,4	7	5,5	-	-	-	-	-
Montmorillonite	90e E équa.	10	18	30	32	39	20	20	-	-	-	-
Gibbsite	Madagascar	6,5	5	3	0	-	0	0	0	-	0	0
Quartz		5,5	4,6	4	5	2,5	3	2,5	2,5	1,7	6	-

Tableau IV.1. — Kaolinite et minéraux associés.
Valeurs moyennes des % par rapport à la fraction non biogène des sédiments.

Source : MNHN, Paris

B. — Un cas particulier : la ride du 90° est-équatoriale

La kaolinite est dans cette zone (MD 77157, 159) associée à des montmorillonites alumineuses dans les sédiments pléistocènes, mais aussi dans les sédiments plus anciens (tabl. IV.2). Les deux carottes implantées dans cette zone n'ayant atteint à la base que des sédiments du Miocène moyen, l'évolution des silicates n'est connue que pour la période néogène et quaternaire. La montmorillonite est largement dominante par rapport au quartz et à la kaolinite dans tous les niveaux, sauf au Pléistocène supérieur où les détritiques grossiers (principalement le quartz) prennent le pas sur la montmorillonite. Dans ce secteur comme plus au Sud, on remarque une augmentation générale des teneurs en détritiques au Miocène supérieur, mais les fluctuations des trois principaux silicates ne sont plus synchrones dans les sédiments plus récents :

— Les teneurs en kaolinite sont maxima au Pliocène moyen (entre 3 et 4 M.a.), comme dans l'ensemble du domaine océanique étudié.
— Avec 39 % de la fraction non biogène, la montmorillonite est le silicate majeur au Pliocène inférieur (entre 4,2 et 4,5 M.a.). Elle est alors 5 à 6 fois plus abondante que la kaolinite. Les valeurs diminuent lentement dans les dépôts au Pliocène supérieur, la baisse s'accentuant encore dans ceux du Pléistocène.
— A l'inverse, c'est au Pléistocène supérieur que l'on trouve le plus de quartz : plus de 13 % de la fraction non biogène, chiffre très largement supérieur à ceux des sédiments plus méridionaux. Cette élévation des teneurs en quartz est progressive depuis le Miocène moyen où le quartz est encore en proportion très faible (MD 77157).

A partir du Pliocène supérieur, il y a donc dans ce secteur une diminution des apports phylliteux, et au contraire une augmentation des détritiques grossiers. Quant aux montmorillonites alumineuses, il est difficile de savoir à partir de quel moment elles se manifestent dans les sédiments : elles sont encore abondantes à la base de MD 77159, dans des niveaux du Miocène moyen, tandis qu'elles passent progressivement à des smectites ferrifères à la base de MD 77157 (Miocène moyen probable).

C. — Conclusion

Les sédiments néogènes et quaternaires montrent une évolution permanente de la fraction détritique, grossière et argileuse. La répartition actuelle des teneurs n'est que l'aboutissement de cette évolution. Si l'on met à part la province septentrionale à montmorillonite, les fluctuations des apports détritiques sont, à l'ordre de grandeur près, synchrones dans les trois bassins. Plusieurs événements sédimentologiques retiennent particulièrement l'attention :

— l'absence quasi générale de constituants détritiques dans les sédiments ante-oligocènes ;
— l'apparition d'une fraction détritique discrète vraisemblablement au cours de l'Oligocène, déjà bien marquée au passage Oligocène-Miocène (vers — 25 M.a) ;
— c'est probablement au cours du Miocène moyen qu'apparaît le glacio-détritique dans les sédiments du bassin de Crozet ;
— plus au Nord, les minéraux détritiques augmentent brusquement à la limite Miocène supérieur-Pliocène inférieur (entre 5 et 10 M.a.) ;
— les proportions les plus élevées en détritiques se constatent dans les sédiments du Pliocène moyen, avant la baisse générale dans les dépôts pliocènes supérieurs et pléistocènes ;
— pendant la même période, la gibbsite fait son apparition dans les sédiments à proximité de Madagascar ;
— enfin, c'est au Miocène moyen que les montmorillonites alumineuses apparaissent dans la province septentrionale.

Il y a donc des périodes où l'importance de ces minéraux détritiques a évolué d'une manière sensible. On verra plus loin ce qu'impliquent de telles variations qui sont d'ailleurs souvent synchrones de celles des autres silicates.

Source : MNHN, Paris

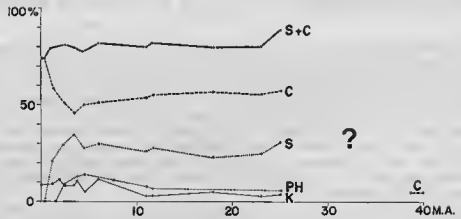


Fig. IV-1. — Évolution de l'importance des principaux silicates au cours du Néogène dans le bassin Indien central sud (% exprimés par rapport à la fraction non biogène). K = Kaolinite ; PH = Phillipsite ; S = Smectites ferrifères ; C = Complexes silico-ferriques amorphes ; S + C = % cumulé des silicates ferrifères.

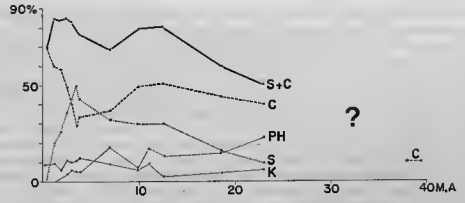


Fig. IV-2. — Évolution de l'importance des principaux silicates au cours du Néogène dans le bassin de Madagascar (% exprimés par rapport à la fraction non biogène). K = Kaolinite ; PH = Phillipsite ; S = Smectites ferrifères ; C = Complexes silico-ferriques amorphes ; S + C = % cumulés des silicates ferrifères.

Source : MNHN, Paris

III. — LES SILICATES FERRIFÈRES : COMPLEXES SILICO-FERRIQUES AMORPHES ET SMECTITES FERRIFÈRES

On se rend rapidement compte, en faisant l'analyse lithologique au microscope, que la prépondérance des complexes silico-ferriques amorphes par rapport aux autres silicates est loin d'être limitée aux sédiments les plus récents. Les smectites ferrifères (composés silico-ferriques paraphylliteux) leur sont associées dans les sédiments néogènes. Étant donné la parenté minéralogique entre ces deux minéraux, il n'est pas possible d'en aborder l'étude séparément, d'autant plus qu'on ne peut pas savoir quelle est la part réelle des complexes amorphes en tant que phase minérale séparée : on a vu plus haut que la structure de ces phyllites à la limite ordre — désordre devait comporter des séquences amorphes. Néanmoins, les observations microscopiques et les analyses infrarouges sont corrélables et l'évolution des teneurs de ces deux silicates est significative. Ces variations sont représentatives des fluctuations de deux phases minérales distinctes.

Il aurait été souhaitable dans une telle description de mettre en parallèle différentes carottes. Mais la fréquence des hiatus et l'importance des boues rouges azoïques ne le permettent pas. Pour plus de clarté, les données obtenues sur cet échantillonnage dispersé sont présentées ici sous la forme de *moyennes* pour chaque zone. Cette représentation n'altère en rien les fluctuations majeures. Au contraire, les écarts dus aux différences locales sont supprimés. Sont donc représentées sur le tableau IV-3 les moyennes des pourcentages de ces deux silicates par rapport à la fraction non biogène des sédiments. L'interdépendance de ces deux minéraux y est manifeste.

A. — Évolution des teneurs dans les sédiments cénozoïques

L'abondance de ces minéraux au Néogène est en contraste avec les faibles teneurs trouvées dans les sédiments paléogènes, où les smectites ferrifères sont de plus toujours absentes ; les complexes silico-ferriques amorphes n'y dépassent pas une dizaine de %. L'apparition des smectites ferrifères se fait donc dans des sédiments plus récents, sans doute au cours de l'Oligocène, mais la lacune d'observation des sédiments oligocènes biogènes ne permet pas de le vérifier. Compte tenu de la concentration relativement importante en smectites ferrifères dans les dépôts de l'Oligocène supérieur (-25 M.a.), et leur absence à l'Éocène supérieur (environ -40 M.a.), cette apparition devrait se manifester vers la limite Oligocène supérieur-Oligocène inférieur (-33 à -35 M.a). Pour des raisons identiques, c'est dans des sédiments du même âge que l'on devrait trouver une augmentation des teneurs en complexes amorphes, qui atteignent environ 50 % de la fraction non biogène dans les dépôts de l'Oligocène supérieur. Ces silicates, dont les teneurs évoluent dans le même sens dans les sédiments oligocènes et miocènes inférieurs, totalisent à eux seuls plus de 75 % de la fraction non biogène dès le début du Néogène.

Ces données sont malheureusement trop ponctuelles : l'allure des courbes de teneurs pour les sédiments miocènes et oligocènes ne peut avoir un caractère de généralité, surtout pour les dépôts du Miocène inférieur qui ont été trop peu reconnus. C'est en particulier le cas du bassin de Madagascar, où une seule carotte (MD 73034) nous a donné une coupe assez complète du Miocène inférieur et moyen. Les teneurs en complexes amorphes, plus faibles que dans le bassin de Crozet et dans le bassin Indien central, sont dues à une dilution par des produits volcaniques dans les sédiments très métallifères à la base de la carotte.

Les chiffres que nous avons obtenus jusqu'à présent montrent une certaine stabilité des pourcentages des silicates ferrifères dans les sédiments miocènes du bassin Indien central sud (sud de 14° S : fig. IV.1), et probablement aussi dans le sud du bassin de Crozet (sud de 35° S : fig. IV.4). Par contre, les carottes septentrionales de la ride du 90° Est montrent une décroissance rapide des smectites ferrifères dans les niveaux du Miocène moyen et supérieur (MD 77157, 159, 232 : fig. IV.3). Dans cette

Source : MNHN, Paris

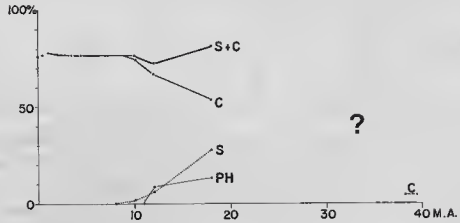


FIG. IV-3. — Évolution de l'importance des silicates authigènes (% exprimés par rapport à la fraction non biogène) dans les sédiments néogènes du nord du bassin Indien central ; MD 77232). PH : Phillipsite ; S = Smectites ferrifères ; C = Complexes amorphes ; S + C = % cumulés des silicates ferrifères.

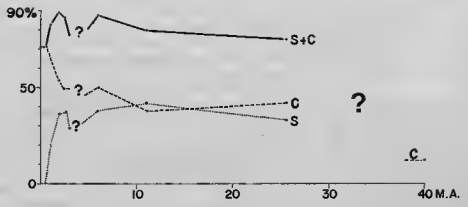


FIG. IV-4. — Évolution de l'importance des silicates authigènes dans les sédiments biogènes du Néogène du bassin de Crozet (% exprimés par rapport à la fraction non biogène). La phillipsite n'a pas été représentée : elle n'est jamais présente dans les dépôts biosiliceux du Néogène et du Quaternaire (mais abondante dans les boues rouges azoïques). S = Smectites ferrifères ; C = Complexes amorphes ; S + C = % cumulé des silicates ferrifères.

Source : MNHN, Paris

ECHANTILLON	Complexes amorphes	Kaolinite	Montmorillonite	Quartz	AGE
I - 0,28	66	4	10	13,5	Pléistocène supérieur
II - 0,03	59	5,4	22,5	11	Pléistocène inférieur
II - 1,20	50	6,5	26	8	Pliocène moyen
II - 1,49	46	6,2	39	8,5	Pliocène inférieur
VI - 1,20	55	5,5	20	6,2	Miocène supérieur

TABLEAU IV.2. — MD 77159 (Ride du 90° Est équatoriale). % des principaux silicates par rapport à la fraction non biogène.

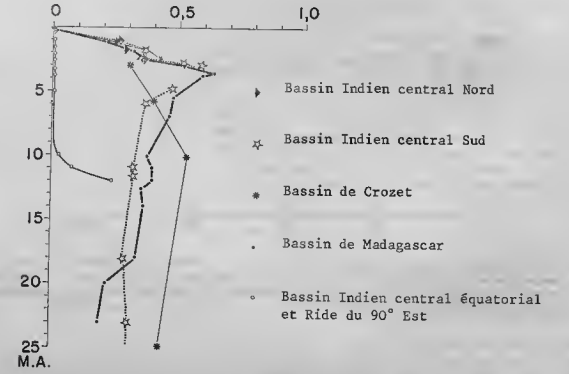


FIG. IV-5. — Variations du rapport (Smectites Fe/Complexes amorphes + Smectites Fe) dans les sédiments néogènes de l'océan Indien austral.

Source : MNHN, Paris

zone particulière, les complexes silico-ferriques amorphes subsistent seuls à partir du Miocène supérieur (vers -10 M.a.). Il apparaît d'ailleurs dans les autres bassins des variations plus ou moins accentuées des teneurs en complexes amorphes et en smectites ferrifères dans les dépôts du Miocène supérieur.

Ce léger changement n'est qu'un prélude à la modification profonde que l'on observe dans les sédiments plio-pléistocènes. Les données beaucoup plus nombreuses s'ordonnent d'une manière cohérente et corrélable — sauf pour la ride du 90° Est — : les sédiments du Pliocène montrent une élévation brutale de la concentration en smectites ferrifères, culminant vers -3,5 M.a. et, à l'opposé, une baisse tout aussi brutale des teneurs en complexes amorphes (fig. IV.1 à VI.4). Ce bouleversement, plus ou moins accentué suivant les cas, précède de peu un effondrement des teneurs en smectites ferrifères dans les sédiments du Pliocène supérieur et du Pléistocène inférieur. Comme corollaire, il y a augmentation tout aussi rapide des complexes amorphes.

Ces résultats sont résumés sur la fig. IV.5, pour l'ensemble du domaine océanique étudié. Les smectites ferrifères y sont rapportées à la somme des deux silicates ferrifères (smectites + complexes), afin de supprimer l'influence des autres silicates (kaolinite, détritiques grossiers, zéolites, etc...). Les périodes « critiques » décrites ci-dessus sont à nouveau mises en relief : Miocène supérieur, Pliocène moyen. Les smectites ferrifères n'ont cessé de prendre de l'importance dans les sédiments miocènes, pour culminer au Pliocène moyen, avant de chuter brutalement dans les sédiments plus récents. Le domaine de la ride du 90° Est s'inscrit encore à part, cet événement se produisant dans des dépôts vieux de 10 à 12 millions d'années. Il est vraisemblable que le même phénomène se produise dans le bassin de Crozet, mais d'une manière plus atténuée.

Ainsi, si l'importance relative des deux silicates ferrifères est influencée dans les sédiments tertiaires par les variations des autres silicates, ils sont étroitement dépendants, et d'une certaine manière concurrents.

B. — Variations minéralogiques

Des variations minéralogiques des silicates ferrifères se superposent parfois aux fluctuations de leurs teneurs. Les différences d'indice et de coloration des complexes amorphes, influencées par la teneur en Fer, se retrouvent dans les sédiments néogènes. Les diatomites miocènes du sud du bassin de Crozet (MD 75086, MD 76106 par exemple) contiennent des complexes silico-ferriques amorphes pauvres en Fer (indice très proche de celui du baume, coloration nulle) à l'inverse des sédiments carbonatés plus méridionaux. Les complexes amorphes montrent également un déficit en Fer dans les sédiments carbonatés éocènes (DSDP 25-45, MD 76090, MD 77232, etc...).

Les smectites ferrifères présentent elles aussi une certaine variabilité dans les sédiments néogènes. Dans la grande majorité des cas, le désordre de la structure et l'hétérogénéité de la composition octaédrique se traduisent sur les spectres IR par une très large bande d'absorption dont le maximum s'étale entre 3 570 et 3 600 cm^{-1}. Moins fréquemment, ce maximum peut être plus aigu et bien résolu vers 3 610-3 620 cm^{-1}, témoignant d'une meilleure cristallinité et d'une composition octaédrique plus équilibrée (importance d'Al^{3+} visible sur les bandes de basse fréquence et en micro-analyse X).

Ces smectites ferrifères mieux cristallisées et plus pauvres en Fer apparaissent comme des exceptions. Leur occurrence est indépendante du faciès du sédiment — donc de la présence ou non de silice biogène — et de son âge : il n'a pas été observé de variations structurales de cet ordre dans une même carotte, et le caractère des smectites ferrifères se conserve tout au long d'un même profil. Une seule corrélation est évidente, la localisation géographique. En effet, tous les sédiments néogènes des abords orientaux du plateau malgache et du sud-est de l'île de Madagascar présentent cette particularité (MD 73010, 73019, 76089 à 76098, DSDP 25-245), sans exception et quel que soit l'âge des sédiments. Ailleurs, quelques cas isolés : centre du bassin de Crozet (MD 76108, 111, 113) et bassin Indien central nord (MD 77144 et 217). Ce dernier exemple est à classer à part : il s'agit là de smectites ferrifères très mal cristallisées dont le maximum d'absorption est légèrement décalé vers des fréquences plus élevées (3 590-3 620 cm^{-1}), ce qui implique une variation de la composition octaédrique (rapport Al/Fe) sans modification de la structure.

Source : MNHN, Paris

TABLEAU IV.3. — Complexes silico-ferriques amorphes (C) et smectites ferrifères (S).
Moyenne des % par rapport à la fraction non biogène des sédiments.

LOCALISATION	QUATERNAIRE				PLIOCENE						MIOCENE						OLIGOCENE SUPERIEUR		EOCENE		PALEOCENE	
	SUPERIEUR		MOYEN		INFERIEUR		SUPERIEUR		MOYEN		INFERIEUR		SUPERIEUR		MOYEN		INFERIEUR					
	C	S	C	S	C	S	C	S	C	S	C	S	C	S	C	S	C	S	C	S	C	S
Madagascar	70	0	61	20	48	26	34	46	-	-	41	37	47,5	29	44	16	-	-	10	0	0	0
Crozet	71	0	64	20	47	32	52	34	50	38	(34)	42	-	-	-	-	42	33	12	0	-	-
Central Sud	74	0	58	21	51	30	46	34	52	27	56	29	54	27	56	24	58	31	5	0	-	-
Central Nord	75	0	59	20	53	24	37	40	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	9	0	t	0
90° Est Sud	77	0	78	0	77	0	77	0	77	0	75	t	67	6	54	28	-	-	t	0	-	-
90° Est Nord	66	0	59	0	50	0	45	0	40	0	55	t	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

Source : MNHN, Paris

Age des sédiments	Bassin Indien central Nord	Bassin Indien central Sud	Bassin de Madagascar	Bassin de Crozet Nord	Bassin de Crozet Sud
Plëistocène	-	-	-	-	-
Pliocène supérieur	-	+	+	+	-
Pliocène moyen	-	++	++		-
Pliocène inférieur	-	+++	+++		-
Miocène supérieur	-	+++	+++		-
Miocène moyen	++	++	+++		
Miocène inférieur		+	++		
Oligocène supérieur		+			t
Eocène supérieur	-	-	-		t

Tableau IV.4. — Phillipsite dans les sédiments cénozoïques. - = absente ; + = présente ; ++ = abondante ; +++ = très abondante ; t = traces.

Précisons enfin que ces particularités des smectites ferrifères ne s'accompagnent pas (sauf pour le bassin de Crozet) d'une modification des complexes amorphes. Les smectites ferrifères du plateau malgache sont associées à des particules de complexes silico-ferriques amorphes relativement colorées et à indice élevé (donc riches en Fer : cf. MD 76098). A l'inverse, on trouve associés dans les diatomites grises du plateau de Kerguelen (MD 75086) des complexes amorphes à déficit en Fer et des smectites ferrifères « normales », c'est-à-dire mal cristallisées et riches en Fer.

C. — Conclusion

Tout en ayant une parenté minéralogique évidente, complexes silico-ferriques amorphes et smectites ferrifères ne montrent pas toujours le même comportement dans la sédimentation pélagique. A certains niveaux, comme ceux du Pliocène, ces minéraux semblent être concurrents. Dans cet ordre d'idées, les smectites ferrifères sont strictement limitées aux sédiments pélagiques néogènes et oligocènes *pro parte*, alors que les complexes amorphes sont présents jusque dans les dépôts éocènes. L'association de ces deux silicates est donc relativement limitée : il se dessine ici une évolution des paragenèses dans le temps, évolution qui est encore plus manifeste lorsque l'on s'intéresse aux autres silicates.

Source : MNHN, Paris

IV. — LES ZÉOLITES : PHILLIPSITE ET CLINOPTILOLITE

C'est tout à fait indûment et pour la commodité de l'exposé que j'associe ici ces deux minéraux que l'on ne trouve que rarement ensemble. Les forages océaniques profonds permettent de voir que si la phillipsite a une préférence marquée pour les sédiments néogènes, la clinoptilolite ne s'y trouve que rarement et reste cantonnée aux dépôts — pélagiques ou non — paléogènes et crétacés. Dans l'océan Indien comme partout ailleurs, cette régle est respectée (cf. Kolla et Biscaye, 1973b) avec des exceptions dont il sera question plus loin. J'essaierai, avec les données rapportées ici, de préciser les modalités de cette répartition stratigraphique.

A. — Âge des sédiments à phillipsite

Il faut d'abord rappeler que si la phillipsite est absente dans les sédiments paléogènes et crétacés, elle n'est pas non plus représentée dans ceux du Pléistocène moyen et supérieur, sauf dans des cas de remaniements (voir en annexes MD 75059, 067, 052, 054). A ma connaissance, il n'a pas été jusqu'ici décrit dans la littérature de phillipsite dans les dépôts quaternaires récents bien datés et non remaniés. Il ne s'est donc pas formé de phillipsite dans ces sédiments récents. Cette affirmation n'a rien d'abusif et résulte de l'analyse de quelque 150 carottes à piston et AET à grande section, avec la comparaison des forages DSDP dans l'océan Indien (Fröhlich, 1977b, 1978a).

Ainsi, ce minéral ne se rencontre que dans les sédiments néogènes, et très probablement oligocènes *pro parte*. Mais, si on connaît les limites stratigraphiques des sédiments à zéolites, est-ce à dire que la phillipsite se rencontre systématiquement dans les sédiments de cet âge, ou bien n'y-a-t-il là qu'une simple probabilité de présence ? En considérant les données sur l'ensemble des bassins méridionaux, la seconde réponse paraît la bonne (tabl. IV-4). Mais, en y regardant de plus près, on se rend compte que présence et absence de phillipsite ne s'ordonnent pas d'une manière quelconque. Dans toute la zone intermédiaire (bassin de Crozet nord, bassin Indien central sud), elle est régulièrement présente dans les dépôts oligocènes à pliocènes moyens, plus rarement pliocènes supérieurs ; alors que dans les zones subantarctique (bassin de Crozet sud) et équatoriale (bassin Indien central nord), elle ne se trouve plus dans les dépôts de moins de 10 millions d'années (donc dès le Miocène supérieur : Fröhlich, 1978a). La phillipsite est donc caractéristique de sédiments occupant une tranche de temps différente dans chaque domaine océanique. Il suffit de consulter les carottes décrites en annexes pour se rendre compte de la rigueur de ce critère de présence ou d'absence, fonction de l'âge des sédiments et du lieu où ils se sont déposés.

B. — Faciés des sédiments à phillipsite

Classiquement, la phillipsite est citée comme minéral typique des boues rouges (voir ci-après). Il est préférable d'élargir cette notion aux sédiments pélagiques néogènes dans leur ensemble, puisqu'on la trouve aussi bien dans les boues rouges néogènes que dans les boues carbonatées du même âge. Il est un fait que ce silicate se rencontre couramment dans les carottes en dessous du passage boues carbonatées- boues rouges (MD 75053 par exemple). Mais cette circonstance est fortuite, et tient au fait que la disparition de la phillipsite dans les sédiments est à peu près synchrone de périodes d'augmentation de la productivité planctonique ou tout au moins d'un abaissement de la CCD. Dans les carottes de moyenne profondeur, on peut voir la phillipsite disparaître dans une série entièrement carbonatée (MD 75078), sans que pour autant ce fait soit accompagné d'une augmentation importante des carbonates, donc du taux d'accumulation. Les fluctuations des carbonates n'ont pour effet que de modifier la teneur en phillipsite des sédiments.

Source : MNHN, Paris

Boues rouges ou boues carbonatées, il ne paraît donc pas que le faciès des sédiments pélagiques ait une importance vis-à-vis de la phillipsite. Mais cette remarque ne s'applique pas au cas des diatomites et des boues rouges à organismes siliceux, qu'elles soient antarctiques ou tropicales : les diatomites néogènes et quaternaires de l'océan Indien austral ne contiennent pas de zéolites, sauf dans les cas de remaniements. Allons plus loin : on ne rencontre pas de phillipsite dans les sédiments pélagiques tant qu'ils contiennent des restes biosiliceux en proportion appréciable. Dans un seul cas, nous avons pu trouver de la phillipsite vraisemblablement en place dans des boues rouges à organismes siliceux du Miocène moyen (MD 77232). Partout ailleurs, la phillipsite disparaît en dessous des premières accumulations de silice biogène (MD 75075, 078, MD 76104, 108, 113, MD 76089, 090, 093, 100, MD 77157, 215, 217, 218, 235, DSDP 26-252, etc...). Le phénomène sédimentaire que représente la disparition de la phillipsite est toujours corrélable avec une augmentation de la productivité planctonique. Que l'on ne rencontre qu'exceptionnellement ce zéolite dans les diatomites tient au fait qu'il n'y avait pas encore d'accumulations de silice biogène lors du dépôt des sédiments à phillipsite. On reviendra sur ce problème plus loin.

C. — Habitus et importance relative de la phillipsite

Apparition et disparition de la phillipsite sont des faits aisés à constater sur les logs de carottes (cf. annexes) où les constituants des sédiments sont représentés avec leur proportion. La disparition de la phillipsite est progressive et se manifeste par une diminution de la teneur. L'âge des sédiments où on l'observe est corrélable : -3 M.a. (limite Pliocène moyen-supérieur) dans la zone intermédiaire, et -11 M.a. (passage Miocène moyen-supérieur) dans les zones subantarctiques et équatoriales. Le phénomène inverse, c'est-à-dire l'apparition de la phillipsite dans une série pélagique, est également progressif. Ce fait n'a malheureusement été observé que dans des boues rouges azoïques (MD 77144, 214, 234) : on ne peut donc établir de corrélations, ni en connaître précisément l'âge absolu. Cet événement sédimentologique devrait se constater dans des sédiments de l'Oligocène, qui n'ont jamais été reconnus sous un faciès biogène.

Entre ces deux extrêmes, les sédiments pélagiques sont plus ou moins riches en phillipsite. La teneur est assez variable suivant les zones considérées : 10 à 15 % en moyenne, rarement plus (maximum relevé : 25 %). Ce minéral, bien qu'apparemment très abondant au microscope, n'est donc le plus souvent qu'un constituant secondaire par rapport aux silicates ferrifères, si l'on se réfère aux spectres infrarouges (on y juge de son importance maximum en cumulant les autres constituants quantifiables).

Les variations des teneurs en phillipsite sont toujours accompagnées par une évolution de son habitus. On observe lors des biseaux de croissance ou de décroissance des teneurs une évolution parallèle de la taille et de la forme des cristaux. D'une manière générale, *plus la phillipsite est abondante et plus la taille des cristaux est élevée et leur forme plus achevée* (pl. I, fig. 4 à 8). Dans les niveaux les plus riches, les cristaux dépassent souvent 150 µm de longueur, avec des facettes bien marquées et les mâcles en croix caractéristiques courantes. Malgré cette apparence de forme cristalline finie, les cristaux présentent toujours une allure « corrodée », la surface des faces étant fortement alvéolaire, avec de nombreuses inclusions de complexes amorphes et de particules argileuses. Cet aspect corrodé, qui en fait est dû à l'empreinte des autres constituants imprimée lors de la croissance cristalline, paraît caractéristique des phillipsites pélagiques.

Quand la teneur décroît, la taille des cristaux diminue et leur habitus change. Apparaissent alors de fines lattes donnant une apparence de texture chevelue au sédiment. Les cristaux élémentaires sont très imparfaits et montrent des figures de croissance « en escalier ». Bien souvent, ces cristaux ne présentent qu'une trame en charpente très lâche. Les faces visibles n'ont plus alors l'allure alvéolaire des gros cristaux.

Il y a donc une relation toujours observable (cf. MD 77214 et 215) entre l'abondance de la phillipsite, la taille et la forme des cristaux, et ce jusqu'aux limites de l'observation microscopique. Les variations rapides de teneurs sont donc essentiellement dues, non pas au nombre des cristaux, mais surtout

Source : MNHN, Paris

à la variation de leur taille. Partant de là, nous avons toujours pu vérifier que la présence de phillipsite à des niveaux où on ne la trouve plus habituellement était due à des *remaniements* (voir MD 75059). Ce sont toujours alors les gros cristaux qui seuls sont remaniés, la microfaune étant elle-même remaniée.

Ces gros cristaux alvéolaires de type pélagique sont à opposer à une variété particulière de phillipsite que l'on trouve parfois à la base de certaines carottes, dans les niveaux métallifères reposant sur le basalte altéré (MD 77209, 210, 211). Cette phillipsite est d'apparence mieux cristallisée, moins alvéolaire, avec de nombreuses mâcles (groupement de cristaux « en bouquets », courant) et des troncatures bien marquées. Elle est parfaitement hyaline, avec un indice plus élevé qu'à l'ordinaire. On peut alors se demander s'il n'y a pas un rapport entre cet habitus particulier de la phillipsite et son occurrence dans des niveaux riches en produits de l'altération du basalte. Ce que l'on peut dire, c'est que lorsque l'on s'éloigne de ces niveaux, après une zone de transition, la phillipsite reprend son aspect « normal » (MD 77209).

D. — La clinoptilolite dans les sédiments pélagiques passage aux sédiments à phillipsite

C'est donc la clinoptilolite que l'on trouve à la place de la phillipsite dans les sédiments anténéogènes. Étant donné les techniques de carottage (faible épaisseur de sédiment traversée, donc peu de Paléogène reconnu), nous n'avons pu recueillir que peu de données sur les sédiments à clinoptilolite. Cette lacune partielle est compensée par la masse des informations publiées à ce sujet dans les Initial Reports du DSDP (pour l'océan Indien, voir Kolla et Biscaye, 1973b). Il est maintenant bien connu que la sédimentation à clinoptilolite est caractéristique d'une période allant du Crétacé au Paléogène dans les trois grands océans (Cronan, 1974 ; Stonecipher, 1976). C'est une constante qui s'applique même aux sédiments hors du domaine pélagique pur, et que l'on retrouve dans les séries crétacées et tertiaires émergées (Mason et Sand, 1960 ; Estéoule *et al.*, 1971 ; Sassi et Jacob, 1972 ; Fröhlich, 1974 ; Nathan et Flexer, 1977).

Certains auteurs (Cronan, 1974, en particulier) estiment que la clinoptilolite se développe de préférence en milieu carbonaté, la phillipsite plutôt en milieux argileux (boues rouges). Un contrôle stratigraphique paraît plus réaliste. La taille réduite des bassins océaniques lors du dépôt des sédiments à clinoptilolite, avec comme conséquence leur faible profondeur, implique une sédimentation carbonatée dominante : que la clinoptilolite se trouve régulièrement dans des sédiments carbonatés n'a rien d'étonnant. Les faciès rouges ne prennent de l'importance dans l'océan Indien qu'à partir de l'Éocène supérieur, à une époque où la clinoptilolite se fait beaucoup plus rare. Nous l'avons cependant trouvée à plusieurs reprises dans des boues rouges argileuses d'âge éocène moyen à supérieur probable (MD 76111, 112, MD 77221, 222). Encore faut-il ajouter que les teneurs en clinoptilolite dans les boues rouges sont toujours faibles et n'atteignent jamais les valeurs trouvées pour la phillipsite au Miocène.

On a d'autre part constaté que la clinoptilolite n'était pas régulièrement présente dans les dépôts paléogènes étudiés : si on peut la trouver exceptionnellement en traces dès l'Oligocène supérieur (MD 77143), elle est le plus souvent encore absente dans les sédiments carbonatés de l'Éocène supérieur et moyen (MD 76090, DSDP 25-245, MD 77220, 221, 232). Ce n'est qu'en dessous de la limite Éocène moyen-Éocène inférieur (cf. DSDP 25-245) qu'on la trouve régulièrement (voir aussi MD 75082, MD 76093, MD 76111, MD 77219). La comparaison des quelques forages DSDP implantés en domaine pélagique dans l'océan Indien austral (cf. Von der Borsch, Sclater *et al.*, 1974 ; Simpson, Schlich *et al.*, 1974 ; Davies, Luyendyk *et al.*, 1974) permet de voir que cette sédimentation à clinoptilolite est tout à fait irrégulière. Il semble que seuls les sédiments du Crétacé et du Paléocène soient riches en clinoptilolite. La présence de ce minéral est beaucoup plus aléatoire que celle de la phillipsite, et ce surtout, rappelons-le, parce que les sédiments très carbonatés de cette période laissent peu de place aux silicates.

L'importance relative de la clinoptilolite, et plus encore sa présence, apparaissent étroitement dépendantes des autres silicates : elle apparaît par saccades dans les séries sédimentaires (Fröhlich, 1974). Les critères de présence ou d'absence de la clinoptilolite ne peuvent alors plus caractériser la sédimentation d'une époque. A l'inverse des sédiments néogènes à phillipsite, il n'y a que de fortes

Source : MNHN, Paris

probabilités de présence de clinoptilolite dans les sédiments crétacés et paléogènes. Sa présence paraît donc beaucoup plus dépendante des conditions locales. Mais, comme pour la phillipsite, sa distribution en saccades est due à des variations rapides des teneurs, jusqu'à l'absence totale. Ces fluctuations sont accompagnées par une variation de la taille des cristaux et par la présence de figures de croissance lorsqu'elle est en faible proportion.

On ne peut pour le moment préciser à partir de quelle époque la clinoptilolite ne se trouve plus dans les sédiments pélagiques. On retient simplement ici le fait qu'elle cesse d'être courante dans les dépôts de l'Éocène supérieur (-45 M.a.). Et c'est probablement dans les sédiments oligocènes que la phillipsite prend le relais. Les quelques exemples que nous avons de l'association de ces deux zéolites (MD 75082, MD 76111, 112, MD 77143, 222) ne sont pas significatifs, et sont probablement le résultat de remaniements dans des séries condensées. Quoi qu'il en soit, la raréfaction, puis la disparition, de la clinoptilolite sont des faits sédimentologiques à considérer et qui se constatent dans des sédiments âgés de 40 à 50 millions d'années environ.

V. — LA PALYGORSKITE

La palygorskite fait aussi partie des paragenèses rencontrées dans les sédiments crétacés et paléogènes (Couture, 1977 ; Nathan et Flexer, 1977), couramment en association avec la clinoptilolite. Cette phyllite magnésienne a été mise en évidence dans tous les sédiments éocènes et paléocènes carottés

ECHANTILLON	AGE	Palyg.	Smect. Fe	Montm.	Complexes	Phillips.	Clinopt.
MO 75082 II 0,40	Oligocène?	42	22	-	20	12	-
MO 75082 II 0,60	Eocene inf.	59	-	-	15	-	21
MD 77232 VI 0,20	Eocene sup.	71	-	-	20	-	-
MO 77234 IV 1,00	Eocene sup.	76	-	-	20	-	-
MO 77234 V 0,50	Eocène sup.	68	-	-	24	-	6
MO 76112 I 1,20	Oligo-Eoc.	30	-	-	32	-	7
MO 76112 I 1,40	Eocène moy.	67	-	-	28	-	3
MO 77220 V 1,20	Eocène moy.	74	-	5	15	-	-
MO 76090 V 1,00	Eocène moy.	78	-	-	10	-	-
MO 76093 VI Base	Eocène inf.	70	-	-	12	-	-
MO 76111 II 0,90	Eocène inf.	65	-	-	10	-	10

Tableau IV.5. — Sédiments éocènes : % des principaux silicates par rapport à la fraction non carbonatée.

Source : MNHN, Paris

par le « Marion Dufresne ». Elle tient dans les dépôts paléogènes la même place que les smectites ferrifères dans les sédiments néogènes, c'est-à-dire qu'elle représente le silicate cristallisé le plus important (voir carottes en annexes). En dépit des difficultés de quantification de ce minéral, les valeurs des pourcentages par rapport à la fraction non biogène données ci-dessous (tabl. IV-5) en montrent l'importance. S'ils atteignent des valeurs élevées à certains niveaux, c'est en raison de la rareté des autres silicates (surtout à l'Eocène moyen et supérieur).

La palygorskite est donc le silicate dominant dans les sédiments pélagiques anté-oligocènes. Encore très abondantes dans l'Eocène supérieur et dans les séries ultra-condensées oligocènes (MD 76112), on peut estimer que c'est encore une fois au cours de l'Oligocène que les phyllites magnésiennes disparaissent, puisqu'on ne les retrouve plus dans les sédiments de l'Oligocène supérieur. De même que la phillipsite après la clinoptilolite, les smectites ferrifères prennent le relais de la palygorskite dans les dépôts oligocènes.

Cependant, à côté de la palygorskite, la montmorillonite a été mise en évidence dans de nombreux forages du DSDP, et notamment dans le bassin de Madagascar (DSDP 25-245, Matti, Zommels et Cook, 1974 ; tabl. IV.6). La série de l'Eocène supérieur du site 245 se place à part dans l'ensemble des bassins étudiés, avec la présence de smectites alumino-ferrifères du type de celles que l'on trouve dans le même secteur au Néogène et à l'Oligocène. La palygorskite n'y occupe qu'une place modeste, contrairement à ce que l'on trouve partout ailleurs dans les mêmes niveaux. Mais, l'anomalie se complète avec une proportion élevée de kaolinite dans les boues rouges interstratifiées (13 %) où la palygorskite est absente. Dans cette série où alternent des niveaux rouges et des niveaux plus ou moins carbonatés, on trouve une décroissance rapide de la kaolinite et du quartz, corrélativement avec l'apparition de la palygorskite et l'abaissement des teneurs en smectites alumino-ferrifères. Aux ordres de grandeur près, les analyses diffractométriques (Matti *et al.*, 1974c) et infrarouges montrent la même évolution. Le passage brutal des boues rouges supposées de l'Eocène moyen aux boues carbonatées de l'Eocène moyen est marqué par l'apparition d'une fraction argileuse dominée par la palygorskite, donc corrélable avec les sédiments du même âge dans le reste du bassin. Le problème posé par cet assemblage particulier de silicates dans l'Eocène supérieur du site 245 sera discuté plus loin, à propos des boues rouges.

En résumé, on peut considérer la palygorskite comme le minéral phylliteux le plus répandu dans les sédiments paléogènes et crétacés de l'océan Indien austral. Mais les analyses diffractométriques des forages DSDP mettent en relief l'ubiquité des montmorillonites, présentes dans les sédiments pélagiques de tous âges. A la lecture des données publiées, il n'est cependant pas possible de savoir s'il y a, comme cela est vraisemblable, modification de la cristallinité et de la composition octaédrique des smectites entre les sédiments paléogènes et néogènes.

VI. — OPALE-CT ET QUARTZ

Ces deux phases de silice sont nettement moins abondantes et plus localisées que les autres silicates passés en revue jusqu'ici. Sphérules d'opale-CT et fibres flexueuses de quartz (pl. II, fig. 10) sont souvent associées dans les sédiments pélagiques anté-oligocènes (Fröhlich, 1974) et même dans les séries crétacées à affinités néritiques (bassin de Paris en particulier). L'opale-CT est beaucoup plus connue dans les niveaux siliceux massifs (porcellanites et cherts) qu'en tant que constituant secondaire des sédiments, comme la clinoptilolite avec laquelle elle est souvent associée. Et pourtant, les sphérules d'opale-CT et les fibres de quartz (tricbites) sont courantes en tant qu'éléments figurés isolés, même en dehors de silicifications massives. Nous les considérons ici comme des minéraux typiques des sédiments de l'Eocène inférieur et plus anciens, ce qui ne veut pas dire qu'on les y rencontre à coup sûr : leur occurrence est tout à fait irrégulière. Je n'ai pu en observer qu'en deux points : le site 245 (bassin de Madagascar, Eocène inférieur et Paléocène) et la carotte MD 77219 (bassin Indien central, Paléocène). Encore ces sphérules n'ont-elles pu être reconnues qu'au microscope en raison de leur relative rareté.

Source : MNHN, Paris

Profondeur	$CaCO_3$	Quartz	Kaolinite	Micas	Montmor.	Smect. Fe	Complexes	Palyg.	Détr. gros.
-75 m (1)	39	2,2	2,15	1,6	-	18,3	12	11	-
-78 m (2)	38,5	13	1,8	15,6	7,6	-	-	4,9	17,6

TABLEAU IV.6. — Site 25-245 ; sédiments carbonatés Éocène supérieur ; % des principaux constituants.

1. Analyses IR (présent travail).
2. Analyses RX (Matti, Zemmels et Cook, 1974c).

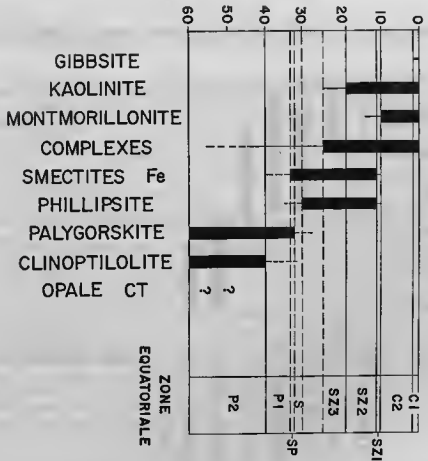


FIG. IV-6. — Succession séquentielle des silicates dans la zone équatoriale (bassin Indien central nord).

Source : MNHN, Paris

Fig. IV-7. — Succession séquentielle des silicates dans la zone intermédiaire (Bassin de Madagascar, bassin Indien central Sud).

Fig. IV-8. — Succession séquentielle des silicates dans la zone subantarctique (bassin de Crozet)

Source : MNHN, Paris

La présence d'opale-CT diffuse, mais en proportion plus importante, a été signalée dans l'Éocène inférieur du bassin du Mozambique (site 25-248 : Simpson, Schlich *et al.*, 1974), dans le Crétacé supérieur du même bassin (site 26-250 : von der Borsch, Sclater *et al.*, 1974), ainsi que dans le Crétacé du bassin de Wharton (sites 26-256, 26-257 et 26-258 : von der Borsch, Sclater *et al.*, 1974).

Quant au quartz, ce n'est guère qu'au microscope électronique qu'on peut l'observer avec cet habitus. Sa présence semble indissociable de celle de l'opale-CT et de la clinoptilolite. Ces trois minéraux forment avec la palygorskite une paragenèse typique des sédiments crétacés et paléogènes (Fröhlich, 1974, 1977b). Il semble que les trichites de quartz subsistent avec la palygorskite dans les sédiments où ne figurent plus les deux autres minéraux. Les teneurs en quartz y sont relativement élevées (analyses IR : 5 à 7 % de la fraction non biogène) alors que l'observation microscopique ne montre qu'exceptionnellement des grains détritiques de quartz. Rappelons que le quartz est quasiment absent dans les sédiments de l'Oligocène supérieur et en très faible proportion dans ceux du Miocène inférieur ; il n'atteint des teneurs de 3 à 4 % qu'à partir du Miocène moyen, comme d'ailleurs la kaolinite (absente à l'Éocène). Les proportions élevées de quartz non détritique dans les sédiments paléocènes et éocènes ne peuvent s'expliquer que par la présence d'une forme de quartz authigène fin, non discernable au microscope : probablement sous la forme de trichites.

Si le quartz authigène est une constante régulière de la sédimentation paléogène et crétacée, il semble que la présence de l'opale-CT soit sporadique, et qu'on la rencontre beaucoup plus rarement dans les sédiments de l'Éocène moyen et plus récents.

VII. — CONCLUSION : LA SUCCESSION SÉQUENTIELLE DES SILICATES UNE CONSÉQUENCE DE L'ÉVOLUTION DE L'OCÉAN INDIEN

On constate ainsi une évolution des paragenèses silicatées tout au long du Cénozoïque. Apparitions et disparitions d'espèces minérales se produisent à des moments précis. Entre ces relais, les associations de silicates sont stables :

— Pléistocène supérieur et moyen : complexes amorphes, kaolinite, minéraux détritiques grossiers et éventuellement gibbsite ;
— Néogène : complexes amorphes, smectites ferrifères, phillipsite, kaolinite et minéraux détritiques grossiers ;
— Éocène supérieur : palygorskite et complexes amorphes ;
— Éocène moyen : palygorskite, clinoptilolite et éventuellement complexes amorphes ;
— Éocène inférieur à Crétacé supérieur : palygorskite, opale-CT, clinoptilolite et quartz.

Ce n'est qu'à partir du Miocène inférieur que se développe la sédimentation à kaolinite et tectosilicates grossiers : il se dessine ici un contraste entre une période néogène et quaternaire à sédimentation détritique affirmée et une période paléogène et crétacée où ces apports détritiques sont très faibles. Cela signifierait que les principaux silicates rencontrés dans les dépôts anciens sont d'origine authigène, comme plus tard les complexes amorphes et les smectites ferrifères.

En s'en tenant pour le moment aux faits, on constate que la datation précise des principaux événements minéralogiques permet de découper la période tertiaire en « tranches de temps », grâce à la biostratigraphie. Une association minérale caractérise de cette manière chacune de ces tranches de temps. La durée de chaque association minérale varie suivant trois zones latitudinales : zone équatoriale (fig. IV.6), zone intermédiaire (fig. IV.7) et zone subantarctique (fig. IV.8). Dans chacune de ces trois zones se définit une *succession séquentielle des silicates* : la même à peu de choses près, plus ou moins décalée dans le temps. La séquence-type est :

Source : MNHN, Paris

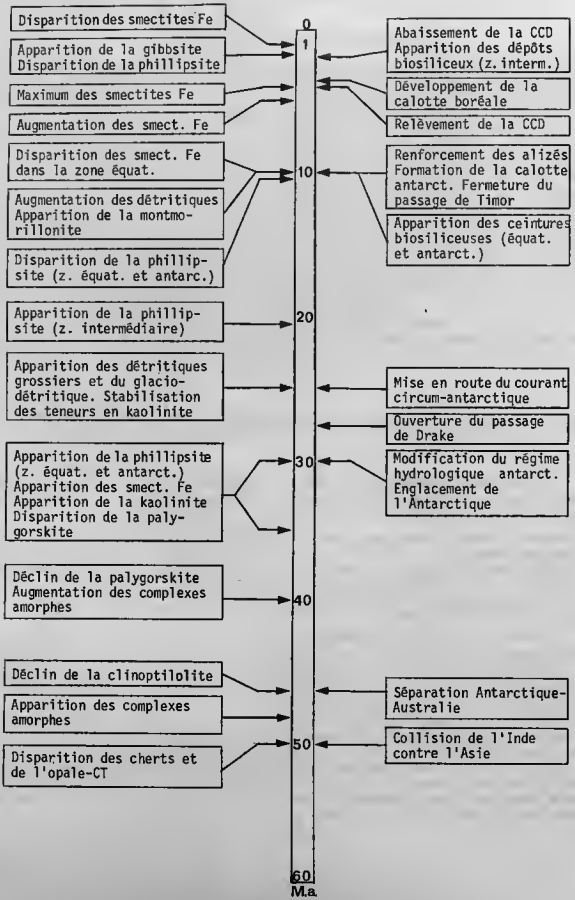


Tableau IV-7

Source : MNHN, Paris

C : complexes amorphes, kaolinite (gibbsite)
SC : complexes amorphes, smectites ferrifères, kaolinite
SZ : complexes amorphes, smectites ferrifères, phillipsite, kaolinite
S : smectites ferrifères et complexes amorphes
SP : smectites ferrifères, complexes amorphes et palygorskite
P1 : palygorskite et complexes amorphes
P2 : palygorskite et clinoptilolite (complexes amorphes)
P3 : palygorskite, clinoptilolite, opale-CT et quartz.

Mais dans cette succession, le point important est le *déroulement de la séquence silicatée en fonction du temps*. En faisant abstraction de la nature des minéraux, on constate que les transitions entre les paragenèses, quelles qu'elles soient, se placent à des périodes précises : Oligocène, Miocène supérieur et Pliocène supérieur, pour les plus marquantes. Il y a là une liaison évidente avec la stratigraphie, d'autant plus que minéraux hérités et ceux qui sont probablement authigènes répondent de la même manière. Un simple tableau comparatif entre les événements minéralogiques et les grandes étapes de l'évolution de l'océan Indien (tabl. IV.7) suffit à montrer leur correspondance. Aux périodes de crise de l'histoire de l'océan et de l'environnement continental correspondent des changements des paragenèses silicatées.

Mais avant de s'intéresser aux problèmes d'ordre génétique que pose cette « minéralogie stratigraphique », il importe de connaître le devenir de ces événements minéralogiques dans le cas des boues rouges cénozoïques à faible vitesse d'accumulation.

Source : MNHN, Paris

Source : MNHN, Paris

CHAPITRE V

NATURE ET ÂGE DES BOUES ROUGES AZOÏQUES

La mise en évidence d'événements minéralogiques commandés par l'environnement océanique dans les dépôts tertiaires biogènes nous conduit à nous intéresser à présent au problème des boues rouges azoïques. L'absence de datations dans ces formations souvent puissantes rend difficiles les corrélations avec les sédiments biogènes. Certains auteurs, comme Lancelot (1973), estiment que les faciès argileux rouges peuvent avoir une influence décisive sur la nature des silicates néoformés, et on peut aussi se demander si les très faibles taux d'accumulation estimés (moins de 1mm par 10^3 ans ?) ne favorisent pas la néoformation de certains silicates en raison du temps d'exposition plus long des particules sur le fond.

On s'intéressera donc ici aux boues rouges sous le double point de vue de leur nature minéralogique et surtout de la reconnaissance d'une succession séquentielle des silicates qui nous permettrait d'envisager plus largement l'influence de l'environnement sur le domaine pélagique, et peut-être de connaître l'âge des dépôts rouges azoïques.

1. — CORRÉLATIONS STRATIGRAPHIQUES ENTRE BOUES ROUGES AZOÏQUES ET SÉDIMENTS BIOGÈNES

L'âge des boues rouges azoïques ne peut être estimé qu'indirectement dans des cas particuliers, puisqu'on ne peut les dater par la biostratigraphie. Quant aux méthodes de datation par les isotopes ou le paléomagnétisme, elles sont d'un emploi délicat dans ces séries à faible taux d'accumulation où les arrêts de sédimentation et les remaniements sont fréquents. Trois cas peuvent être envisagés.

A. — Passage latéral boues carbonatées — boues rouges

Bien qu'évident, ce passage est difficile à préciser (Clocchiatti, 1976 ; Leclaire et Clocchiatti, 1976) : l'âge des « argiles rouges des grands fonds » est rien moins qu'incertain. Cet aspect de la sédimentologie des bassins océaniques ne peut guère être approché que pour les sédiments quaternaires.

Les quatre carottes de la fig. V.1 illustrent ce passage latéral sur le flanc oriental du plateau malgache. Dans les boues rouges sommitales des carottes de grande profondeur, il ne subsiste comme constituants biogènes que des restes biosiliceux (MD 76089, 4 900 m). La présence de silice biogène dans ces niveaux donne une indication sur leur âge, probablement quaternaire puisque les dépôts biosiliceux n'ont commencé à se manifester dans cette zone qu'au cours du Pléistocène inférieur (Caulet, 1977). Mais, si ces boues rouges sommitales sont probablement quaternaires, on ne peut préciser davantage ni affirmer qu'elles représentent la sédimentation très récente.

Source : MNHN, Paris

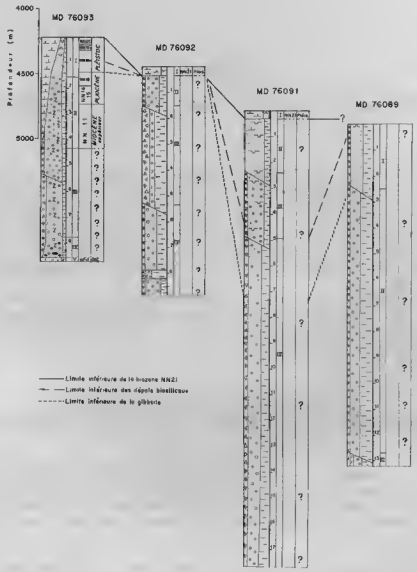


FIG. V-1. — Coupe du flanc oriental du plateau malgache : passage aux boues rouges.

Source : MNHN, Paris

ECHANTILLON	Faciès	Biozone	Complexes amorphes	Kaolinite	Montmorillonite	Quartz
MD 77159 II 1,10	Boue carbonatée	NN 15/14	42,5(1)	9,4(1)	36(1)	11(1)
MD 77159 II 1,30	Boue rouge	NN 13	43,5(2)	6,5(2)	32(2)	9,5(2)
MD 77159 II 1,50	Boue carbonatée	NN 13	46(1)	6,2(1)	39(1)	8,5(1)

TABLEAU V.1. — Teneur en silicates dans des boues rouges, comparées à celles des sédiments encaissants.

(1) % par rapport à la fraction non biogène.
(2) % par rapport au sédiment total.

ECHANTILLON	Faciès	Complexes amorphes	Montmorillonite	Kaolinite	Quartz
MD 76104 II 0,40	Diatomite	50(1)	25 (1)	3,3(1)	4 (1)
MD 761D4 IV 0,20	Boue rouge	46(2)	32 (2)	5 (2)	6,5(2)

TABLEAU V.2. — Passage vertical sédiments biogènes — boues rouges (Pliocène du bassin de Crozet).

(1) % par rapport à la fraction non biogène.
(2) % par rapport au sédiment total.

Source : MNHN, Paris

Quoi qu'il en soit, on remarque que dans les carottes profondes (MD 76091 et 089), la partie supérieure des boues rouges, probablement quaternaire, contient les mêmes silicates que les sédiments biogènes pléistocènes (voir aussi fig. V.5) : kaolinite, gibbsite et complexes silico-ferriques amorphes.

Les smectites ferrifères ne se trouvent que plus bas dans les profils. Les dépôts biogènes du Pléistocène supérieur et moyen, dépourvus de phillipsite et de smectites ferrifères, passent avec la profondeur à des boues rouges qui contiennent les mêmes silicates. On trouve ici la justification de l'appellation de « boues rouges » de préférence à « argiles rouges », puisque les sédiments récents de cette zone océanique sont si pauvres en phyllites : les boues rouges récentes sont pour la plus grande part constituées par des silicates amorphes (voir carte de la fig. III.5).

Ce caractère des boues rouges récentes sera encore mieux perçu dans le cas des boues rouges interstratifiées, datées avec plus de précision.

B. — Cas des boues rouges interstratifiées

C'est le cas le plus simple, où des boues rouges sont interstratifiées entre des sédiments biogènes d'âge très proche. Deux exemples précis permettront de comparer l'assemblage des silicates dans les boues rouges et dans les sédiments biogènes qui les encadrent.

Dans la carotte MD 77209 (cf. log et description détaillés en annexes), une passée de boues rouges de quelques 60 cm de puissance est interstratifiée dans des sédiments carbonatés quaternaires, appartenant respectivement aux biozones NN 19c (au-dessus) et NN 19b (au-dessous). La passée de boues rouges peut donc être datée précisément de la limite NN 19c — NN 19b : environ 0,6 M.a. Le fait à remarquer est que le cortège des silicates présents est identique en composition et en proportions (par rapport à la fraction non biogène) non seulement dans les sédiments biogènes encaissants, mais aussi dans les boues rouges : complexes amorphes, kaolinite et gibbsite.

Dans la carotte MD 77159 (bassin Indien central, ride du 90° Est équatoriale), on trouve un niveau de boues rouges interstratifiées entre des boues carbonatées du Pliocène moyen (NN 15/14) et du Pliocène inférieur (NN 13). Que le dépôt de ces boues rouges date du Pliocène inférieur ne fait aucun doute, d'autant plus que les Radiolaires conservés confirment cette datation. Les principaux silicates représentés sont mentionnés avec leurs proportions dans le tableau V.1 : il n'y a pas de modification sensible de la composition minéralogique au passage des boues rouges.

Ainsi, il ne semble pas que la variation du taux d'accumulation ait une influence quelconque sur le dépôt des complexes silico-ferriques amorphes. Les exemples suivants permettront de faire la même constatation dans le cas de sédiments à paragenèse plus complète.

C. — Passage vertical des boues rouges aux sédiments biogènes

Cette transition, observée dans de nombreuses carottes, témoigne des fluctuations de la CCD, de la variation de la productivité planctonique et de la subsidence des flancs de dorsale. Elle peut s'établir sur plusieurs mètres de sédiments, qui représentent parfois plusieurs millions d'années de dépôt (par exemple, MD 76093 : fig. V.1). Par conséquent, les paragenèses silicatées peuvent évoluer au cours du dépôt, comme on l'a vu précédemment. Mais, cette variation minéralogique est-elle une conséquence du faciès, de la vitesse d'accumulation du sédiment ? Il a partiellement été répondu à cette question. Nous montrerons ici que si les variations des constituants biogènes et des constituants minéraux peuvent être concomitantes dans certains cas, et à des époques précises, dans d'autres cas le passage vertical aux boues rouges ne modifie pas les paragenèses silicatées quelles qu'elles soient.

Lorsque ce passage correspond à une évolution des paragenèses, il coïncide aux périodes de *relais* de ces paragenèses. C'est en particulier un cas fréquent au Pliocène moyen de la zone intermédiaire (biozones NN 16/NN 15), où la diminution rapide de la phillipsite correspond à une augmentation des constituants biogènes (MD 75053, 054, MD 76093, 100). On observe un phénomène comparable dans la zone équatoriale (MD 77157), mais au Miocène moyen : disparition de la phillipsite, immédiate-

Source : MNHN, Paris

ment suivie par l'apparition des dépôts biogènes et par la disparition progressive des smectites ferrifères.

Dans des cas non moins fréquents, le passage aux boues rouges s'opère sans variation des silicates authigènes :

— Passage boues carbonatées — boues rouges au sein d'une série à complexes amorphes seuls : MD 76088, MD 77209 (Pléistocène moyen) ; MD 77159 (Pliocène moyen-inférieur).
— Passage boues rouges à organismes siliceux — boues rouges dans une série à complexes amorphes et à smectites ferrifères : MD 76104 (Pliocène moyen : tabl. V-2).
— Passage vers le haut de boues carbonatées du Miocène supérieur à des boues rouges sans modification de la paragenèse phillipsite — smectites ferrifères — complexes amorphes (MD 75054).
— A l'Éocène supérieur (MD 77234), passage vers le haut de boues carbonatées à palygorskite à des boues rouges à palygorskite.

D. — Conclusion

La diminution de la vitesse de sédimentation et l'absence de constituants biogènes n'impliquent pas un changement des néoformations silicatées. Quand il y a évolution minérale, elle se produit dans des sédiments qui se sont déposés à des périodes critiques où les variations minérales ont un caractère général, indépendamment du faciès. En dehors de ces périodes critiques, le passage aux boues rouges s'effectue sans évolution des minéraux authigènes. Il y a donc une correspondance entre les néogenèses des sédiments biogènes et celles que l'on trouve dans les boues rouges qui se sont déposées en même temps. On devrait alors retrouver dans les boues rouges une évolution des silicates comparable à celle qui a été constatée dans les sédiments biogènes.

II. — LA SÉQUENCE SILICATÉE DANS LES SÉRIES AZOÏQUES ROUGES

La composition minéralogique des boues rouges n'est donc pas uniforme. En particulier, la variation des apports détritiques, constatée dans les sédiments biogènes est encore mieux ressentie dans les boues rouges. Dans cet ordre d'idées, deux événements sont à retenir : l'apparition de la sédimentation à gibbsite (Pliocène terminal) et l'apparition des dépôts à kaolinite (Miocène inférieur à Oligocène supérieur) :

— Le début de la sédimentation à gibbsite est couramment observé dans les boues rouges du bassin de Madagascar (par exemple, MD 76088, 089, 090, 091, etc... : cf. fig. V-2).
— L'apparition de la kaolinite se manifeste aussi dans de nombreux cas dans les séries rouges (voir fig. V-3 à V-5) ; dans le bassin de Crozet (MD 75082, MD 76111, 112) ; dans le bassin Indien central (MD 77144, 214, 215, 221, 222, 234).

Quant aux silicates de néoformation, ou supposés tels, tous les relais décrits précédemment dans les sédiments biogènes se retrouvent dans les séries de boues rouges (fig. V.2 à V.5) :

— Passage de l'association palygorskite — clinoptilolite à une paragenèse smectites ferrifères — phillipsite (MD 76111 et 112, bassin de Crozet).
— Passage de boues rouges à palygorskite à des boues rouges à smectites ferrifères et complexes amorphes (MD 77214, 221, 234, bassin Indien central, fig. V-4).
— Diminution rapide de la phillipsite : MD 76104, 113 (bassin de Crozet) ; MD 77215 (bassin Indien central) ; MD 75053, 054 (bassin de Madagascar).
— Apparition de la phillipsite : MD 77214, 234 (bassin Indien central ; fig. V-3 et V-4).
— Maximum des smectites ferrifères, précédant leur disparition : MD 73010, MD 75054, MD 76091, MD 77209 (bassin de Madagascar, fig. V-5).

Source : MNHN, Paris

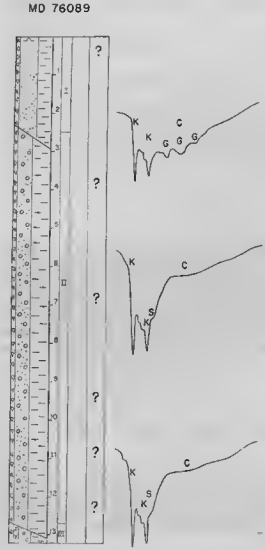


Fig. V-2. — Variations des silicates dans une série de boues rouges : diminution de l'importance de la kaolinite (K), disparition des smectites ferrifères (S), augmentation de la proportion des complexes amorphes (C) et apparition de la gibbsite (G). Comparaison des spectres IR.

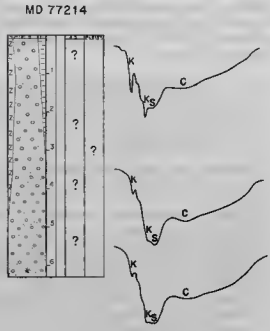


Fig. V-3. — Évolution des paragenèses silicatées et des apports détritiques dans une série de boues rouges du bassin Indien central : augmentation de la kaolinite et apparition de la phillipsite. K = Kaolinite ; S = Smectites ferriques ; C = Complexes amorphes. Comparaison des spectres IR au long du profil.

Source : MNHN, Paris

MD 77234

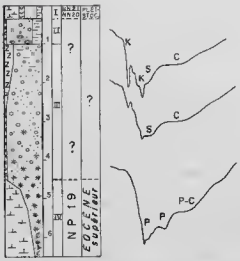


FIG. V-4. — Évolution minéralogique dans une série de boues rouges du bassin Indien central. Disparition de la palygorskite, apparition des smectites ferrifères puis de la kaolinite. Comparaison des spectres IR : P = Palygorskite ; C = Complexes amorphes ; S = Smectites ferrifères ; K = Kaolinite.

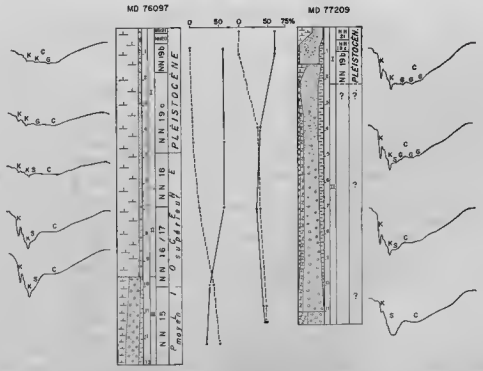


FIG. V-5. — Évolution des silicates dans une série carbonatée plio-quaternaire et dans une série de boues rouges. Comparaison des spectres infrarouges et du % des silicates ferrifères (% de la fraction non biogène). K = Kaolinite ; C = Complexes amorphes ; G = Gibbsite ; S = Smectites ferrifères.
En pointillés, les Smectites ferrifères ; en trait continu, les Complexes amorphes.

Source : MNHN, Paris

FIG. V-6. — Hiatus dans une série de boues rouges. Les boues rouges du Pliocène inférieur et du Miocène supérieur reposant en discontinuité sur des boues rouges de l'Éocène supérieur à moyen. Dans la partie droite de la figure, comparaison des spectres IR : K = Kaolinite ; C = Complexes amorphes ; P = Palygorskite.

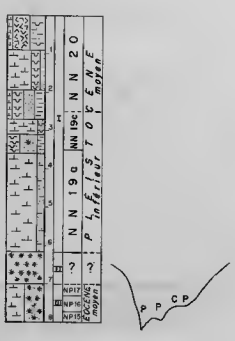


FIG. V-7. — Boues rouges à palygorskite de l'Éocène supérieur, interstratifiées entre des dépôts carbonatés de l'Éocène moyen et du Pléistocène inférieur. Sur la droite de la figure, représentation du spectre IR de la passée argileuse. P = Palygorskite ; C = Complexes silico-ferriques amorphes.

Source : MNHN, Paris

Ainsi, l'évolution des silicates dans les séries azoïques rouges (apparition, disparition de minéraux, modification des paragenèses) paraît être, comme dans le cas des sédiments biogènes, fonction de l'âge de ces dépôts. Il y a donc eu au cours du Cénozoïque évolution des paragenèses dans les dépôts rouges des grandes profondeurs, parallèlement à celle qui se manifestait dans les sédiments pélagiques biogènes. Si l'absence de constituants biogènes rend l'étude des boues rouges moins aisée, il apparaît à présent que les mécanismes sédimentaires ne sont pas différents (dépôt des silicates hérités, néoformations). Il n'est donc pas surprenant d'y retrouver les événements sédimentologiques majeurs : la succession séquentielle des silicates trouve également sa place dans les séries rouges azoïques.

Une série de boues rouges imaginaire, déposée pendant tout le Tertiaire et le Quaternaire, comporterait la séquence intégrale. Dans la réalité, les fluctuations de la productivité planctonique, les variations de la CCD et la subsidence des flancs de dorsales superposent à la séquence silicatée des séquences lithologiques. Les séries rouges ne peuvent donc comporter la totalité de la séquence silicatée ; le plus souvent n'y figurent que des *segments*. A la faveur de hiatus, des segments éloignés de la séquence peuvent être mis en contact dans une même série de boues rouges (cf., par exemple, MD 77222 ; fig. V.9 ; MD 76090, 111, 112). Par ailleurs, la succession séquentielle des silicates n'est pas perturbée par le passage de sédiments biogènes à des boues rouges. Les exemples ne manquent pas dans les carottes citées en annexes, et en particulier les carottes MD 75053, 76113, 77157, DSDP 25-245.

Ces dernières remarques nous amènent à pousser plus loin le parallèle entre les boues rouges et les dépôts biogènes.

III. — ÂGE DES BOUES ROUGES

Si dans les dépôts pélagiques biogènes, on reconnaît la place prépondérante des minéraux néoformés au sein des constituants silicatés, cela est encore plus manifeste dans les boues rouges. Ces sédiments azoïques sont, avant d'aborder le débat syngenèse-diagenèse, en grande partie formés par des minéraux dont la nature et les proportions ont varié avec le temps, à des périodes précises.

Comme corollaire, une association minéralogique particulière est caractéristique de tous les sédiments pélagiques d'un domaine océanique précis, dans une tranche d'âge connue. Ainsi, les associations de silicates détritiques, les paragenèses de silicates authigènes et leurs transitions permettraient de faire correspondre des sédiments d'âge inconnu à des segments de la séquence silicatée, segments dont on peut approximativement connaître les limites d'âge (fig. IV.6 à IV.8). L'application de ce principe, la datation des boues rouges (fig. V.6 et V.7), s'est jusqu'à présent révélée très utile et fiable, compte tenu de conditions rédhibitoires comme l'âge des sédiments biogènes encaissants et l'âge magnétique du plancher basaltique.

Partant de là, une évidence s'impose : nous n'avons reconnu que rarement des boues rouges azoïques récentes. Rappelons que dans la plupart des cas, les séries de boues rouges apparemment à l'affleurement dans la zone intermédiaire sont en réalité recouvertes par un film de sédiments biogènes (siliceux ou carbonatés, suivant la profondeur), et qui très souvent n'est pas conservé dans les carottes à piston (pistonnage et lessivage du sommet des carottes). Bien souvent, seuls les prélèvements à grande section et les carottiers-pilotes (par gravité) permettent d'observer ces niveaux. En outre, ces dépôts biogènes du Pléistocène supérieur reposent généralement en discontinuité sur les boues rouges sous-jacentes. Il est donc nécessaire d'avoir une certaine réserve quant à l'âge de ces soi-disant boues rouges récentes. Si l'on n'y prend garde, on risque parfois de projeter ainsi le présent plus de 40 millions d'années en arrière ! La formation récente ou actuelle de boues rouges azoïques n'est nullement exclue, mais dans ce domaine océanique indien, les deux ceintures à haute productivité biosiliceuse ne permettent pas d'envisager leur formation dans les zones équatoriales et subantarctiques. Quant à la zone intermédiaire, la productivité biosiliceuse existe, bien que plus faible : les boues rouges azoïques ne peuvent se former que sur une aire très réduite, dans le bassin de Madagascar.

Mais, puisque les boues rouges sont des dépôts pélagiques aussi courants, mais apparemment

Source : MNHN, Paris

FIG. V-8. — Extension des boues rouges azoïques au cours du Tertiaire dans les trois zones latitudinales (sud de 35° Sud ; entre 35° Sud et 14° Sud ; nord de 14° Sud).

Source : MNHN, Paris

moins fréquents dans les périodes très récentes, à quelles époques ont-elles atteint leur plein développement ? Une réponse indirecte est donnée par la biostratigraphie : les boues rouges interstratifiées se sont déposées dans une tranche de temps comprise entre l'âge des sédiments datés qui les encadrent. Mais, cet espace de temps est parfois considérable et ne tient pas compte des périodes d'érosion et de non-dépôt. Des précisions appréciables peuvent être apportées en utilisant la séquence silicatée (fig. IV.6 à IV.8). La fig. V.8 synthétise les données sur l'extension des boues rouges au Tertiaire, obtenues par la biostratigraphie et par la séquence silicatée. C'est dans la zone intermédiaire que l'on trouve à la fois les boues rouges les plus anciennes et les plus récentes : la période où elles ont pu se déposer couvre vraisemblablement plus de 45 millions d'années, contre « seulement » 30 millions d'années pour les domaines équatorial et subantarctique (surtout en raison du développement précoce des diatomites). On peut estimer, et ceci est valable pour les trois zones, que la plus grande partie du Miocène, de l'Oligocène et de l'Éocène supérieur sont dans la majorité des cas sous le faciès de boues rouges azoïques.

IV. — ÉROSION ET NON-DÉPÔT : LES HIATUS

Le phénomène de condensation des séries lithologiques et la fréquence des lacunes stratigraphiques sont bien connus dans l'océan Indien (cf. Leclaire *et al.*, 1976 ; Giannesini, 1977). La dissolution des carbonates et l'action des courants de fond en sont les principales causes. Si les hiatus sont si fréquents dans les séries biogènes, il n'y a aucune raison pour qu'ils ne le soient pas non plus dans les boues rouges. Nous y avons en effet mis en évidence des discontinuités importantes. L'exemple de la carotte MD 77222 (fig. V.6 et annexes) est particulièrement parlant avec le passage brutal d'une boue rouge d'âge éocène probable à une boue rouge d'âge miocène terminal. Les séries azoïques, à vitesse de sédimentation très faible, ont leur puissance encore réduite par les arrêts de sédimentation.

Certains de ces hiatus occupent des tranches de temps considérables, et sont localisés à des époques particulières. C'est le cas de l'Oligocène dans l'océan Indien (Leclaire, 1974a ; Girdley *et al.*, 1974). Les carottes prélevées lors des campagnes du « Marion Dufresne » n'ont que rarement recoupé des sédiments oligocènes biogènes, mais il est vraisemblable que nombre de boues rouges soient de cet âge (MD 77144, par exemple). De plus, ces séries rouges sont souvent très condensées : il est probable que la sédimentation ait été très perturbée durant l'Oligocène. Ce phénomène s'additionnant à l'importance de l'aire de formation des boues rouges, peut expliquer cette lacune d'observation. Par ailleurs, des discontinuités majeures sont couramment observées au Pliocène supérieur. Elles traduisent la reprise normale de la sédimentation et une modification importante du régime des courants de fond.

On ne peut savoir à quel moment précis un tel système de courants s'est installé : en plus du phénomène de non-dépôt, il y a eu *érosion* des sédiments, et la tranche de sédiments enlevée est d'épaisseur variable. Seul donc est précis l'âge de la reprise de la sédimentation. Ainsi, l'érosion d'une série de boues rouges à faible taux d'accumulation peut rapidement mettre à l'affleurement des sédiments anciens. Dans le bassin Indien central par exemple, les diatomites du Pliocène supérieur reposent sur des boues rouges d'âge miocène inférieur probable. Au sud de ce bassin, ce sont des boues rouges du Miocène supérieur qui sont à l'affleurement et même des sédiments carbonatés de l'Oligocène supérieur.

V. — TRANSPORT ET REMANIEMENTS

Une conséquence importante de cette activité érosive est le transport et le redépôt de sédiments anciens à des périodes récentes. C'est ainsi que des sédiments datés du Quaternaire moyen peuvent contenir une forte proportion de minéraux et de microfossiles qui se sont formés parfois plusieurs millions d'années auparavant. Il semble que ce soit un phénomène courant dans certains secteurs : quaternaire

Source : MNHN, Paris

du nord-est du bassin de Madagascar (MD 75052, 053, MD 77209) et plio-quaternaire du sud du bassin Indien central (MD 75059, 064, 065, 066). On remarquera que la tranche de temps érodée correspond justement à la période d'enrichissement maximum des sédiments en phillipsite et en smectites ferrifères.

Soulignons que l'âge donné aux sédiments par la biostratigraphie ne prend en considération que *le moment du dépôt*. Ceci n'implique nullement que les éléments figurés constituant le dépôt se soient en totalité formés en même temps : on a vu qu'une part importante pouvait être héritée de sédiments plus anciens. D'une manière générale, les sédiments sont ainsi rajeunis artificiellement. Ce problème devient délicat pour la détermination de l'âge approximatif des boues rouges. Faisant abstraction des minéraux remaniés (les plus bas dans la séquence), on ne doit tenir compte que des minéraux qui se sont formés au moment du dépôt, ou qui y ont été apportés (les plus hauts dans la séquence). Ce ne sont donc que les minéraux les plus jeunes qui doivent être utilisés comme indicateurs de l'âge du dépôt. Par exemple, la présence de palygorskite et de clinoptilolite dans des boues rouges riches en kaolinite impliquerait des remaniements de matériaux éocènes, redéposés au cours du Néogène. Ou encore, des boues rouges à smectites ferrifères et phillipsite contenant de la gibbsite sont des sédiments d'âge mio-pliocène, remaniés et redéposés au Quaternaire.

C'est à partir de faits de cet ordre que des problèmes sédimentologiques peuvent être posés, comme par exemple la question de l'autochtonie des passées carbonatées de l'Éocène supérieur du site 25-245 (*cf.* annexes). La coupe du forage montre, au-dessus de l'Éocène moyen carbonaté, une épaisse série rouge à palygorskite (Matti, Zemmels et Cook, 1974c) sur laquelle reposent des alternances de boues carbonatées et de boues rouges de l'Éocène supérieur, puis enfin des boues rouges à smectites ferrifères. Les associations de silicates dans les niveaux de l'Éocène supérieur sont, compte tenu de l'âge donné aux sédiments, anormales par rapport aux paragenèses rencontrées habituellement dans les sédiments éocènes. Cet Éocène supérieur est en effet pauvre en palygorskite, et c'est l'association complexes silico-ferriques amorphes — smectites ferrifères — kaolinite — détritiques grossiers qui domine. Mise à part la palygorskite, ce sont des silicates que l'on rencontre seulement à partir du Miocène moyen, dans de telles proportions (cf. tabl. IV.5). La teneur en smectites ferrifères et en kaolinite chute brusquement vers la base, alors que la palygorskite augmente (passage aux boues rouges à palygorskite).

Il semble que ces différences soient dues en grande partie à des particularités régionales. Les carottes de ce secteur du bassin de Madagascar (MD 76090, 091, 092, 093, cf. annexes) montrent une série miocène riche en détritiques (grossiers et kaolinite) et en smectites alumino-ferrifères. La prédominance de ces smectites Al-Fe est effective depuis le Miocène moyen-inférieur (MD 76093). Parallèlement les boues rouges de cet âge sont pauvres en phillipsite. D'une manière générale, les sédiments carbonatés comme azoïques sont dans cette-région remaniés, et comportent même souvent des passées turbides, avec suraccumulation.

Ainsi, cet aspect régional (assemblage particulier des silicates et importance des remaniements) peut rendre compte de l'anomalie de l'Éocène supérieur du site 25-245 : les passées carbonatées pourraient être des remaniements éocènes (carbonates et palygorskite) dans des boues rouges argileuses riches en détritiques et en smectites Al-Fe du Miocène moyen et inférieur.

VI. — CONCLUSION

L'absence de variations minéralogiques entre les sédiments biogènes et les dépôts azoïques de même âge montre que la formation des silicates est indépendante du faciès et du taux d'accumulation. C'est donc dans les séries azoïques rouges que les grands événements minéralogiques prennent le plus d'ampleur et où l'influence de l'environnement se fait plus évidente. Cette dépendance des paragenèses silicatées vis-à-vis de leur milieu de formation fait que la séquence silicatée est aussi étroitement reliée à la stratigraphie dans les boues rouges que dans les sédiments biogènes. On a ici un instrument de datation relativement précis qui, dans beaucoup de cas, permet de proposer un âge pour les dépôts

Source : MNHN, Paris

azoïques. On se rend compte par ce moyen que les boues rouges à l'affleurement sont souvent constituées de matériel ancien : plus généralement, la chronologie des boues rouges peut être d'un grand intérêt dans les études sédimentologiques.

La sédimentation des boues rouges azoïques au Néogène fait donc appel à deux processus essentiels : le dépôt de minéraux détritiques (constituants secondaires dans la majorité des cas) et surtout à la néoformation de silicates. De ce point de vue, les boues rouges sont des sédiments « chimiques », amplement dépendants de l'environnement et de l'état physico-chimique du milieu océanique. Cet aspect est encore plus marqué dans les boues rouges à palygorskite de l'Éocène supérieur où la fraction détritique est insignifiante. Étant donné l'importance de ces séries rouges, l'authigenèse des silicates doit être regardée comme un phénomène fondamental dans la sédimentation pélagique.

Source : MNHN, Paris

Source : MNHN, Paris

CHAPITRE VI

DIAGENÈSE, NÉOFORMATION ET PALÉOENVIRONNEMENT

L'encbaînement séquentiel des paragenèses en fonction du temps, constaté dans les séries pélagiques de l'océan Indien, pose le problème de l'origine de ces silicates : diagenèse ? Évolution des conditions de formation ? On rejoint ici le débat sur l'uniformitarisme, ou des « causes anciennes » et des « causes actuelles » (cf. Cayeux, 1941 ; Laffitte, 1949). Mais la question peut être encore plus complexe car, dans l'hypothèse d'une évolution des conditions de formation des silicates, on n'est toujours pas assuré que les associations minérales telles qu'on les rencontre à l'heure actuelle dans les sédiments soient celles qui ont été produites à l'origine. Autrement dit, une évolution diagénétique par recristallisation des silicates de la première génération n'est toujours pas exclue. Dans ce cas, les paragenèses ne seraient que des « faux témoins » (Routhier, 1966) de l'environnement ancien.

Les théories génétiques et les modèles mathématiques proposés depuis quelques années voudraient répondre à ces questions. Tous ces modèles s'accordent sur un point : les silicates sont produits ou modifiés postérieurement au dépôt des sédiments. Les phénomènes diagénétiques seraient donc d'importance dans les sédiments pélagiques, et bien des auteurs voient la source de la silice nécessaire à la croissance cristalline des silicates dans la dissolution des restes biosiliceux et des produits volcaniques après leur enfouissement. Cette modification du sédiment originel montrerait que la diagenèse débute dès le dépôt des particules sur le fond. Cependant, de nombreux points demeurent obscurs, et même parfois incompatibles avec les constructions théoriques. Partant des conditions actuelles, on tentera de rendre compte de l'évolution des silicates authigènes et de déterminer certains des facteurs qui ont pu les influencer.

I. — LES COMPLEXES SILICO-FERRIQUES AMORPHES, PRODUITS DE L'ENVIRONNEMENT PÉLAGIQUE ACTUEL

Le problème de l'origine des complexes silico-ferriques amorphes est relativement simplifié, puisqu'ils sont les seuls silicates que l'on pourrait rapporter à une authigenèse dans les sédiments du Pléistocène supérieur et moyen : smectites ferrifères et phillipsite ne se trouvent — sauf cas de remaniements — que dans des sédiments plus anciens.

A. — L'INTERFACE EAU-SÉDIMENT, SIÈGE DES NÉOFORMATIONS

Les complexes amorphes n'ont ni la même distribution ni les mêmes variations de pourcentage que les silicates détritiques dans les sédiments tertiaires et quaternaires. Leur répartition géographique est uniforme dans les dépôts récents et leur taux d'accumulation est pratiquement constant dans toute l'aire étudiée. On les rencontre déjà dans les sédiments éocènes, alors que la sédimentation

Source : MNHN, Paris

détritique n'est pas encore apparue, et ils perdent beaucoup de leur importance à proximité des continents ou des sources de matériel volcanique (Madagascar, La Réunion). Cette uniformité des taux d'accumulation des complexes amorphes est un des arguments les plus en faveur de la néoformation. Mais surtout, on se rend compte que si une origine continentale est exclue, c'est dans l'environnement océanique lui-même que l'on peut le mieux concevoir leur formation : ils ne peuvent s'être formés dans les sédiments, car on les rencontre *dès l'interface*.

La formation de ces silicates implique une alimentation en silice et en Fe^{3+}, les constituants essentiels. Bien qu'à très faible concentration, ces éléments sont présents dans l'eau de mer. Les expériences de Flehmig (1970) et surtout de Harder (1976) apportent des informations précieuses sur les mécanismes de formation de tels silicates. Selon Harder (1976), Fe^{3+} est à même de précipiter en entraînant la silice par adsorption, même à partir de solutions très diluées. Pour des solutions où la teneur en silice est très supérieure à celle du Fer (comme c'est le cas dans l'eau de mer), les produits silico-ferriques sont amorphes et le demeurent. On rejoint ici les expériences de Pedro (1962) qui a montré l'importance de ces précipités amorphes dans le cas de solutions silico-alumineuses.

Selon Harder (1976), le facteur primordial occasionnant la précipitation du Fer est un abaissement du potentiel d'oxydo-réduction. Le mécanisme est probablement du même ordre dans le milieu océanique où existent de telles variations du Eh. En tenant compte de la répartition homogène et du taux d'accumulation constant des complexes amorphes, on peut exclure leur formation dans les zones d'estuaire (floculation au passage eau douce-eau salée). Il faut donc nécessairement que la précipitation s'opère dans la tranche d'eau au-dessus du sédiment ou à l'interface elle-même. Encore une fois, la constance du taux d'accumulation impose de faire appel à une discontinuité hydrologique à caractère général dans l'océan. Il n'existe alors que deux zones possibles : en dessous de la couche euphotique, où la concentration en oxygène dissous chute rapidement (fig. VI.2) ou encore à l'interface eau-sédiment. Or, les couches océaniques supérieures sont justement celles qui sont le plus appauvries en silice (fig. VI.1) : les conditions y sont donc défavorables à la production en masse de silicates, d'autant plus que le plancton siliceux utilise déjà le peu de silice disponible. D'autre part, on a vu l'influence sensible des faciès biosiliceux sur la composition chimique des complexes silico-ferriques amorphes, et l'on observe couramment des éléments figurés (Diatomées, nannofossiles, minéraux détritiques) encroûtés par une pellicule de complexes amorphes. *Les complexes silico-ferriques amorphes se forment donc nécessairement à l'interface eau-sédiment.*

B. — Silice et néoformation

Les complexes silico-ferriques amorphes seraient donc produits directement à partir de la silice et du Fer en solution dans l'eau de mer. Rappelons que l'une des caractéristiques fondamentales de la chimie de la silice, mise en lumière par Krauskopf (1956, 1959), est la réaction de polymérisation-dépolymérisation, invoquée tant pour la mise en solution des solides que pour la formation des colloïdes, ou même la croissance cristalline. Dans de telles conditions, la genèse des complexes amorphes pourrait impliquer une précipitation, donc une polymérisation de la silice. Un tel phénomène ne pourrait se produire qu'en cas de sursaturation.

Or, dans les océans, la silice ne se trouve qu'en solutions très diluées : 3 ppm en moyenne (Horne, 1969), valeur très nettement inférieure à la moyenne des eaux de rivière (environ 13 ppm : Heath, 1974). Une précipitation directe paraît donc impossible, même en tenant compte de la forte réduction de la solubilité de la silice dans les eaux de mer froides : 31 ppm seulement à 0°C (Willey, 1975b), température voisine de celle des eaux de fond. En fait, on a très peu de données sur le comportement de la silice dans les eaux océaniques profondes. La complexité des solutions marines et leur variabilité font que l'on ne sait pas très exactement sous quelle forme elle s'y trouve, la formule de base étant H_4SiO_4 ; nombre d'auteurs la voient sous la forme hydratée $Si(OH)_4$. De nombreux facteurs peuvent en outre intervenir, comme le pH, la pression ou la présence de cations tels que Al^{3+}, Fe^{3+} ou Mg^{2+} qui sont à même de précipiter la silice dans des solutions diluées (Wey et Siffert, 1962 ; Siffert, 1962 ; Wollast, 1974 ; Harder, 1976).

Source : MNHN, Paris

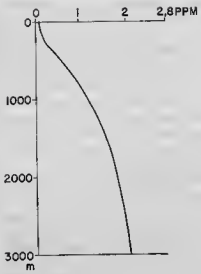


FIG. VI-1. — Courbe des concentrations en Silicium en fonction de la profondeur pour l'océan Indien. D'après Horne (1969).

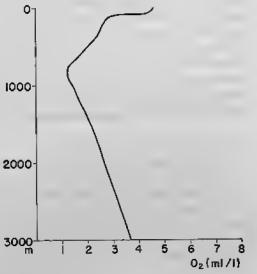


FIG. VI-2. — Évolution de la concentration en oxygène dissous en fonction de la profondeur dans l'océan Indien. D'après Horne (1969).

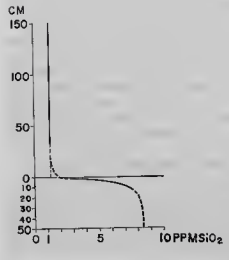


FIG. VI-3. — Teneurs en silice dissoute à proximité de l'interface (plan 0). En pointillés, courbes extrapolées par les auteurs. D'après Shink, Guinasso et Fanning (1975).

Source : MNHN, Paris

Dans l'état actuel de nos connaissances, il semble bien que la formation des complexes silico-ferriques amorphes ne puisse être expliquée que par l'entraînement de la silice par la précipitation de l'un de ces cations. Mais on ignore l'effet dans le milieu naturel de ces ions qui, en laboratoire, peuvent agir sur les concentrations en silice. Mg^{2+} en particulier, le plus important (plus de 1 300 ppm en moyenne dans l'eau de mer), est « neutralisé » par la présence d'anions comme SO_4^{--} (Horne, 1969). Al^{3+} et Fe^{3+} sont au contraire très faiblement concentrés (0,01 ppm), mais sous une forme qui est mal connue. Probablement la forme la plus stable pour le Fer est-elle Fe $(OH)_3$ (Horne, 1969), les fortes pressions dans les eaux profondes pouvant le faire transiter à l'état d'ions complexes hydroxylés (Fe^{3+} à coordinance 6). En tenant compte de la structure proposée pour les complexes silico-ferriques amorphes où les tétraèdres SiO_4 seraient liés à des ions complexes hydroxylés, on peut envisager leur genèse à partir de tels ions ferriques complexes que l'on pense exister en profondeur dans les océans.

Si l'on en juge par l'importance de ces produits dans la sédimentation actuelle et récente, leur formation devrait provoquer un abaissement de la concentration en silice dans leur zone de formation, c'est-à-dire à proximité de l'interface eau-sédiment. Les données actuelles de la géochimie des eaux profondes et surtout des eaux interstitielles semblent confirmer ce point de vue. En effet, des échantillonnages à maille serrée ont montré une diminution très rapide des concentrations en silice dans les quelque 10 cm sous l'interface (fig. VI.3). Ces gradients de silice se retrouvent dans tous les sédiments, y compris en l'absence de silice biogène (Shink *et al.*, 1975, 1977). La difficulté est de raccorder ces gradients aux faibles concentrations rencontrées dans les eaux de fond. Si certains auteurs n'ont pu mettre en évidence de variations sensibles des concentrations au-dessus de l'interface, d'autres ont montré un appauvrissement en silice très marqué dans les quelques mètres au-dessus du fond (voir *in* Shink *et al.*, 1975). Les données publiées sur les eaux de fond sont beaucoup trop rares pour que puissent se dégager des phénomènes. On s'en tiendra ici aux faits : si aucune augmentation des concentrations en silice n'a pu être observée, des diminutions ont par contre été mises en évidence. Cela pourrait montrer que la formation des complexes amorphes peut s'effectuer dans une zone étroite, tant en dessous de l'interface qu'au-dessus.

C. — Conclusion : néoformation syngénétique des complexes silico-ferriques amorphes

Ainsi, tous les facteurs sont favorables à la formation des complexes silico-ferriques amorphes à l'interface, et en particulier la durée d'exposition sur le fond, des concentrations en silice nettement plus élevées que dans les couches océaniques supérieures, et enfin les fortes pressions qui favoriseraient le passage de Fe^{3+} en ions complexes hexacoordonnés, ainsi que leur floculation. La structure des complexes silico-ferriques amorphes s'explique d'ailleurs beaucoup mieux par l'absorption de silice sur de tels ions plutôt que sur des produits de formule Fe $(OH)_3$. L'extraction de silice à l'interface par des complexes amorphes aurait pour conséquence d'abaisser sa concentration dans le milieu de formation. Ce phénomène d'extraction de silice dans la pellicule sédimentaire superficielle rend compte de l'enrichissement en silice constaté pour les complexes amorphes associés aux dépôts biosiliceux, mais aussi de la présence de gradients de concentration en silice dans les eaux interstitielles proches de l'interface dans les boues rouges, difficilement explicables autrement. En dépit des informations trop rares, on peut également penser que le pompage de silice à l'interface provoque un abaissement des teneurs en silice dissoute dans les eaux de fond, ainsi que des mesures l'ont montré (voir *in* Shink *et al.*, 1975). Dans cette hypothèse, *les eaux interstitielles apparaîtraient comme un milieu fermé, ce qui implique que la silice biogène fossilisée soit en équilibre avec elles*. La préservation des tests biosiliceux dans les sédiments n'aurait alors plus rien de mystérieux.

Si la formation des complexes amorphes est contemporaine de la sédimentation, il s'agit d'une *néoformation syngénétique*. Quand on connaît l'importance pondérale de ces silicates amorphes dans les sédiments récents (plus de 60 % de certaines boues rouges), le phénomène de néoformation apparaît comme capital dans la sédimentation pélagique actuelle. Or, la néoformation syngénétique des silicates semble avoir été méconnue dans la littérature géologique récente. Les auteurs tendent à montrer un départ de matière des sédiments vers les eaux océaniques. Mais le phénomène inverse, l'apport et la

Source : MNHN, Paris

concentration d'éléments dans les sédiments, n'est pratiquement jamais abordé. L'importance de concentrations métallifères sous la forme de nodules polymétalliques dans les sédiments récents et à l'interface elle-même (cf. Leclaire *et al.*, 1977) montre à l'évidence que l'interface est le siège d'une activité chimique qui peut être particulièrement intense. Pourquoi la silice et les silicates en seraient-ils exclus ? L'importance des complexes silico-ferriques amorphes dans la sédimentation actuelle montre que la néoformation des silicates est très vraisemblable. Elle représenterait alors un phénomène majeur à l'interface.

II. — NÉOFORMATION SYNGÉNÉTIQUE DES SILICATES : ÉLARGISSEMENT AU CAS DES SÉDIMENTS ANCIENS

En considérant le processus de néoformation des complexes silico-ferriques amorphes dans la sédimentation pélagique récente, on est amené à envisager le problème de la sucession séquentielle des silicates dans les sédiments tertiaires et quaternaires. L'évolution minéralogique constatée peut en effet provenir soit d'une diagenèse, soit d'une variation des conditions de la néoformation.

A. — La succession séquentielle des silicates : une diagenèse ?

L'existence d'une succession séquentielle des silicates et son déroulement en fonction du temps dans les séries sédimentaires pourraient être interprétés en termes de diagenèse. On peut effectivement estimer que les silicates évoluent au cours de l'enfouissement pour donner de nouvelles générations de minéraux dont la formation s'effectuerait dans une tranche de temps précise. On expliquerait ainsi chacun des segments de la séquence et leurs transitions.

Si l'on s'en rapporte aux différents auteurs, la diagenèse se manifesterait dans les séries pélagiques par l'interaction entre les solutions interstitielles et les particules sédimentaires (Mc Kensie *et al.*, 1967 ; Hegelson et Mc Kensie, 1970 ; Wollast, 1974 ; Willey, 1975 h ; Shink *et al.*, 1975 ; Lerman, 1974 ; Heath, 1974). La source en serait la dissolution des restes biosiliceux et des produits volcaniques entraînant un enrichissement en silice des eaux interstitielles, et le moteur, la diffusion de cette silice vers le haut. Au passage, les argiles présentes dans le sédiment pourraient retenir une partie de cette silice. On explique ainsi la présence de gradients à proximité de l'interface. La diffusion d'autres ions (Al, Mg, Ca, etc...) s'y ajoutant, il y aurait mutation des espèces phylliteuses et notamment formation d'argiles magnésiennes (Gieskes *et al.*, 1975). Le point important paraît être, ici, l'évolution du stock initial d'aluminosilicates et de silice libre : une diagenèse permanente, modulée par les dépôts originels (composition minéralogique, porosité, teneur en eau).

Contestant ce modèle, Bischof et Sayles (1972) écrivent qu'en dehors des gradients de silice et de manganèse, « the general absence of chemical gradients in the interstitial solution argues against the large fluxes of ions in the sediments required by recent geochemical balance concepts ». Dans l'hypothèse d'une telle diffusion, avec son hémorragie permanente de silice, les restes biosiliceux devraient très vite disparaître en profondeur dans les sédiments. Les processus invoqués pour expliquer leur persistance dans les sédiments anciens ne sont pas convaincants : apport de particules siliceuses supérieur au départ, bioturbation perturbant les échanges et ralentissant l'exportation de silice (Shink *et al.*, 1975 ; Shink et Guinasso, 1977 ; Guinasso et Shink, 1975), inhibition de la dissolution de la silice par la formation d'une couche protectrice d'argiles néoformées (Willey 1975h).

Or, on a vu que la néoformation des complexes silico-ferriques amorphes à l'interface pouvait rendre compte de la présence de gradients de silice et, au-delà, la conservation des tests biosiliceux dans les sédiments. L'essentiel de leur dissolution se produirait alors pendant le temps d'exposition à l'interface. Caulet (1977, 1978) a montré que la disparition progressive des dépôts biosiliceux en profondeur dans les sédiments était assortie de nombreuses saccades et était beaucoup plus redevable des fluctua-

Source : MNHN, Paris

tions des apports (surtout fonction de la productivité) que de la dissolution. On devrait donc plutôt parler d'*apparition* des dépôts biosiliceux dans les séries sédimentaires. Leclaire (1974a, 1977, 1979) a ainsi mis en évidence la mise en route de la ceinture à haute productivité équatoriale indienne au Miocène moyen (voir aussi Caulet, 1978). Par ailleurs, dans le nord du bassin de Crozet, l'apparition d'accumulations de silice biogène au Pliocène terminal va de pair avec une intensification du dépôt des carbonates.

Bien des contradictions apparaissent si l'on tente d'expliquer la séquence silicatée par la diagenèse et le passage de paragenèses siliceuses et magnésiennes à des paragenèses silico-ferriques au cours de l'Éocène — Oligocène resterait incompréhensible dans une telle hypothèse. De plus, si la séquence silicatée est toujours la même dans le domaine océanique étudié, son déroulement n'est pas partout synchrone dans les sédiments néogènes. Si le passage de la paragenèse smectites ferrifères — complexes amorphes — phillipsite aux complexes amorphes seuls se situe au Pliocène terminal — Pléistocène inférieur dans la zone intermédiaire, on l'observe dans des sédiments du Miocène moyen — supérieur dans la zone équatoriale. Quant à la zone subantarctique, la phillipsite seule disparaît dans des sédiments de cet âge. Il est à remarquer que l'évolution de la fraction détritique (kaolinite, quartz) ne suit pas cette différenciation spatio-temporelle. Ces dernières remarques nous permettent de souligner un contrôle stratigraphique de la néoformation des silicates : la stratification des silicates dans les séries tertiaires et quaternaires paraît de ce point de vue être liée aux conditions de la sédimentation plutôt qu'à une diagenèse sur une grande échelle.

B. — Les complexes amorphes et l'origine des smectites ferrifères

Les relations minéralogiques et stratigraphiques entre ces deux silicates ferrifères permettent d'envisager la sédimentation passée à partir de la sédimentation actuelle. On a souligné plus haut la différence de comportement entre les complexes silico-ferriques amorphes et les smectites ferrifères qui apparaissent tantôt comme des minéraux associés, tantôt comme des concurrents (cf. fig. IV.1 à IV.5). Rappelons à ce propos que dans la zone intermédiaire, le maximum des smectites ferrifères se constate vers 3,5 M.a., tandis que leur disparition est reconnue au cours du Pléistocène inférieur (0,8 M.a. environ). On ne peut penser, comme Harder (1976), que des variations du Eh favorisent tantôt la formation de produits amorphes, tantôt de phyllites cristallisées ou encore la recristallisation, puisqu'on les trouve *ensemble* dans les sédiments, en particules distinctes.

Il faut donc bien admettre que les complexes amorphes sont une phase minéralogique stable : on les retrouve dans les sédiments éocènes, alors que les smectites ferrifères n'apparaissent que dans des sédiments plus récents. Des silicates ferrifères amorphes comparables sont également connus dans les minerais de Fer jurassiques (Caillère et Hénin, 1963 ; Flehmig, 1970). Ainsi, la stabilité des complexes amorphes, la présence des smectites ferrifères en tant que phase minérale distincte dans les mêmes sédiments et la différence de composition chimique entre ces deux minéraux nous fait rejeter l'hypothèse d'une filiation génétique. En l'absence d'intermédiaire, on peut considérer que les smectites ferrifères ne sont pas le produit d'une recristallisation : il y aurait eu dans la sédimentation tertiaire, et jusqu'au Pléistocène inférieur, élaboration des complexes silico-ferriques amorphes *et* des smectites ferrifères. Ces dernières seraient également de *néoformation syngénétique*.

Il est probable que ces smectites ferrifères mal cristallisées se soient, à l'instar des complexes amorphes, développées à l'interface eau-sédiment en extrayant l'Aluminium en solution. Le processus de précipitation serait alors particulier avec l'utilisation non pas d'ions ferriques complexes, mais de Fe^{2+} en solution vraie (Fe et Al se plaçant en position octaédrique). Les complexes amorphes précipiteraient séparément à partir des ions complexes. Le contrôle de la formation de ces deux silicates par des paramètres différents permet d'expliquer leur présence conjointe dans les sédiments, leurs variations de composition non corrélables et les fluctuations de leur importance relative.

Source : MNHN, Paris

C. — Paragenèses

Leur formation étant contemporaine, les silicates ferrifères forment une paragenèse des sédiments pélagiques néogènes. Leur importance dans les dépôts de cette époque nous permet d'avancer que les conditions nécessaires à leur formation ont prévalu depuis l'Éocène. Mais, cette paragenèse serait incomplète si l'on n'y incluait pas la phillipsite. On l'associe ici aux silicates ferrifères en raison des relations stratigraphiques et latitudinales étroites entre ces trois silicates authigènes. Comme dans le cas des smectites ferrifères, on ne trouve pas dans les sédiments récents de minéraux susceptibles de lui donner naissance par recristallisation. La gibbsite, présente dans le Quaternaire du nord-ouest du bassin de Madagascar, aurait pu représenter ce matériel initial. Mais partout ailleurs où on ne la rencontre pas ? A défaut au moins de présomptions d'une origine diagénétique de la phillipsite, on s'en rapporte ici à un faisceau d'indices en faveur de sa cristallisation à l'interface, à partir des eaux de fond. La sédimentation pélagique au Néogène serait alors caractérisée par la paragenèse complexes amorphes — smectites ferrifères — phillipsite.

Quant aux paragenèses siliceuses et magnésiennes rencontrées dans les sédiments paléogènes, il ne peut y avoir de preuves directes de leur néoformation syngénétique. Seule la corrélation entre les changements minéralogiques et les bouleversements de l'environnement pélagique à la fin du Paléogène en est présentement un indice. L'étude des silicifications (deuxième partie), mais surtout la recherche de la cause de ces changements minéralogiques et de la source des éléments nourriciers en apportera d'autres.

III. — INFLUENCES DU VOLCANISME

Au premier rang des facteurs qui ont pu contrôler la néoformation des silicates, nombreux sont ceux qui placent le volcanisme. Pour beaucoup d'auteurs, l'activité éruptive des dorsales océaniques préside à la formation des silicates, et plus généralement à toute précipitation chimique dans les océans, y compris à la croissance des nodules polymétalliques. Cette activité alimentatrice peut se manifester soit par des exhalations de fluides minéralisateurs, soit par la projection de verres qui seraient la matière première nécessaire à la croissance cristalline. L'altération et la dissolution des projections volcaniques permettraient d'alimenter l'eau de mer en ions assurant la formation des édifices cristallins (Kolla et Biscaye, 1973 ; Petzing et Chester, 1977), alors que pour Aoki *et al.* (1974), l'interaction entre solutions hydrothermales et l'eau de mer produirait au niveau des dorsales des colloïdes qui, dispersés dans les océans, fourniraient le support des néoformations. La composition chimique des silicates néoformés dépendrait alors de celle des matériaux volcaniques qui leur ont donné naissance.

C'est en partant de cette hypothèse que l'on rend compte du changement minéralogique observé au passage Paléogène-Néogène : la nature du volcanisme aurait changé à ce moment. Très riches en silice, les laves épanchées dans les temps anté-oligocènes auraient favorisé la cristallisation de silice libre et de silicates très siliceux. L'apparition de laves basiques à partir de l'Oligocène (changement dû à l'éloignement des continents et au ralentissement de la vitesse d'expansion océanique) aurait totalement modifié les apports et, par voie de conséquence, les néoformations (Kolla et Biscaye, 1973 ; Aoki *et al.*, 1974). Ce changement correspondant à un ralentissement de l'expansion des fonds océaniques, et donc de l'activité des dorsales, aurait provoqué la disparition des cherts.

A. — Néoformations associées aux épanchements sous-marins

Ces considérations génétiques sont issues de l'assertion que les silicates authigènes des sédiments pélagiques étant rencontrés couramment dans des formations volcaniques à l'affleurement comme en

Source : MNHN, Paris

domaine océanique (Iijima et Utada, 1966), ce ne peut être que le volcanisme qui leur a donné naissance dans les sédiments. Il est un fait que la phillipsite et la nontronite par exemple, peuvent se former lorsque les coulées de lave entrent en contact avec l'eau (cf. Person, 1976). Nombre de silicates peuvent être produits de cette manière (surtout des phyllites et des zéolites) : on les retrouve dans les couches d'altération, souvent épaisses, à la surface des coulées.

Mais, il s'agit là de phénomènes bien localisés, et l'on sait aussi que les conditions nécessaires à la cristallisation peuvent être réunies dans des milieux très différents. Le quartz cristallisant dans les roches granitiques peut tout aussi bien se former « à froid » dans les sédiments, en dehors de toute influence volcanique. Il en est de même de l'albite, de la calcédoine, de l'opale, de la cristobalite, etc...

B. — Devenir de l'héritage volcanique dans les bassins océaniques

A la suite de l'expansion océanique, la croûte basaltique formée au niveau des dorsales se retrouve avec sa couche d'altération sous la couverture sédimentaire des bassins océaniques. Les sédiments au contact du plancher basaltique sont souvent métallifères (MD 75077, par exemple) ou encore envahis par du matériel pyroclastique (cf. site 25-245). D'autre part, les produits de l'activité éruptive aérienne, transportés par les vents, peuvent se retrouver sous la forme de passées de cendres volcaniques dans les séries pélagiques (Griffin *et al.*, 1968 ; cf. MD 77157, 220).

Or, il n'y a aucun indice sérieux permettant de penser que ces matériaux soient la source des silicates néoformés. Au contraire, il semblerait que leur présence en masse ne représente pas un apport supplémentaire aux solutions d'où les silicates néoformés tirent leur substance. On citera ici quelques exemples de cette influence « négative » du volcanisme dans l'environnement pélagique.

On ne trouve nulle trace des colloïdes produits par les dorsales dans la sédimentation actuelle ou très récente. En admettant que les complexes silico-ferriques amorphes représentent ce matériel initial, on devrait trouver des concentrations importantes sur les dorsales actives, et une diminution au centre des bassins. C'est exactement l'inverse que l'on observe (fig. III.5) et, de plus, le taux d'accumulation de complexes amorphes est constant pour l'ensemble du domaine indien austral. De la même manière, les sédiments métallifères reposant sur le basalte voient leur teneur en complexes amorphes baisser en raison de la dilution par les oxyhydroxydes métalliques. Enfin, les phénomènes d'interface montrent que les silicates sont issus de solutions, et non pas de particules solides ou de colloïdes apportés au sédiment.

Les concentrations de matériel pyroclastique dans les sédiments plio-pléistocènes des abords de la ride du 90e Est (MD 77157, 220), n'ont visiblement pas influencé la néoformation des silicates, les complexes silico-ferriques amorphes qui, dans cette zone, sont les seuls silicates authigènes depuis le Miocène supérieur. Les verres volcaniques ne portent d'ailleurs nulle trace d'altération, et paraissent indifférents à des traitements aussi brutaux que des attaques prolongées à chaud, à HCl 4N, puis alcalines. Même en faisant intervenir la dimension temps, on peut émettre quelques doutes sur l'efficacité de leur dissolution en milieu océanique.

Dans d'autres cas, la proximité du plancher basaltique paraît inhiber la formation des silicates. C'est ce que l'on peut déduire de l'examen des silicifications de la série carbonatée paléogène au site 245 (bassin de Madagascar, cf. annexes). La silicification des sédiments ne se manifeste qu'à partir du Paléocène terminal, quand les constituants pyroclastiques diminuent et que l'on retrouve une sédimentation plus purement pélagique (Eocène inférieur). Toute la série basale, épaisse de 50 mètres, est non seulement indemne de silicifications, mais les paragenèses silicatées sont totalement modifiées avec la prédominance de la montmorillonite qui augmente vers la base, jusqu'à représenter la totalité de la fraction silicatée (Matti *et al.*, 1974c). L'opale-CT, le quartz, la calcédoine, la clinoptilolite et même la palygorskite sont absents. Ils ne commencent à apparaître que lorsque l'importance des produits volcaniques a sensiblement baissé, un peu avant les premiers cherts. L'activité volcanique aurait donc modifié l'environnement sédimentaire et empêché la néoformation des silicates rencontrés normalement dans le milieu pélagique.

C'est encore un effet de cet ordre que l'on observe dans la série crétacée à clinoptilolite du site 216

Source : MNHN, Paris

(Ride du 90° Est ; von der Borsch, Sclater *et al.*, 1974) où la phillipsite remplace la clinoptilolite dans les passées volcaniques. Il y a ici contradiction avec l'hypothèse évolutive du magma, puisque d'après les auteurs, il aurait dû y avoir néoformation de clinoptilolite à partir d'éruptions à caractère acide. Or, la clinoptilolite reste cantonnée aux sédiments strictement pélagiques : les passées volcaniques paraissent avoir perturbé la sédimentation pélagique et diminué les apports en silice.

C. — Conclusion

Si l'action du volcanisme peut provoquer la formation de silicates, il semble qu'on ne puisse lui attribuer le contrôle total de l'environnement pélagique, non plus que les bouleversements de la période oligocène. L'explication est ailleurs, dans l'évolution de l'environnement qui a suivi le morcellement des continents et l'expansion du fond océanique.

IV. — LES FACTEURS DE L'ENVIRONNEMENT PÉLAGIQUE

La corrélation existant entre les périodes de changement minéralogique dans les sédiments pélagiques et les grands événements de l'évolution de leur environnement (voir tabl. IV.7) permettrait de remonter à certains des facteurs qui ont pu conditionner la néoformation des silicates : tout changement minéralogique serait ainsi l'indice d'une modification de l'environnement pélagique. On proposera ici quelques-unes des solutions possibles aux problèmes de paléoenvironnement posés par les silicates.

A. — Relations entre dépôts biogènes et néoformation des silicates

La distribution spatio-temporelle des silicates cristallisés de néoformation au Néogène laisse entrevoir une influence des dépôts biogènes sur les paragenèses silicatées. Rappelons qu'à l'heure actuelle, la néoformation des seuls complexes silico-ferriques amorphes se place dans un contexte de forte productivité planctonique, générale, avec une CCD plus basse qu'elle n'a jamais été dans le passé (Denis-Clocchiatti, 1980). Bien que la zonation hydrologique latitudinale soit très marquée, les dépôts calcaires ont une vaste extension et les accumulations biosiliceuses débordent largement les zones de ceintures à haute productivité planctonique. Il est probable qu'une partie seulement de la silice extraite par les microorganismes siliceux soit restituée aux eaux océaniques profondes. La seule source sûre et contrôlable des éléments nécessaires à la précipitation des complexes amorphes (Si, Fe, Al) est l'apport par les eaux douces, à partir de l'altération continentale.

La situation apparaît très différente au *Pliocène moyen*, avec une zonation latitudinale sédimentaire encore plus tranchée (CCD haute, et pas de dépôts biosiliceux en dehors des ceintures). Il ne se formait aucun silicate cristallisé à l'aplomb de la ceinture équatoriale (Fröhlich, 1978a), et seulement des silicates ferrifères sous la ceinture subantarctique. Ainsi, très schématiquement, c'est là où ne se dépose pas de silice particulaire que cristallisent de préférence les alumino-silicates. Encore une fois, la silice biogène n'apparaît pas comme la source première des néoformations cristallisées.

Conditions possibles du changement minéralogique au Pliocène supérieur-Pléistocène inférieur.

Dans l'hypothèse de la constance de l'alimentation élémentaire des océans, le stock initial en silice dissoute n'aurait pas changé. L'élément nouveau à cette période est sans conteste la prolifération du plancton siliceux, provoquant une augmentation des accumulations biosiliceuses et leur extension à la zone intermédiaire. Leur dissolution partielle sur le fond provoquerait une élévation du rapport Si/Fe en solution. Si l'on s'en rapporte aux expériences de Harder (1976), cela favoriserait la précipitation de silicates amorphes. On peut expliquer de cette manière la diminution, puis la disparition des smectites ferrifères. *Dans cette hypothèse, les smectites ferrifères pourraient toujours se former dans les boues rouges azoïques actuelles.*

Source : MNHN, Paris

En ce qui concerne la phillipsite, on n'observe pas de recouvrement entre sa disparition et l'augmentation des dépôts biosiliceux : si la composition des eaux océaniques n'a pas varié, l'extinction de ce zéolite s'est produite à teneur en silice (et en Al) constante. On doit alors envisager une évolution de certains paramètres physiques. Or, si cette période a vu l'augmentation des dépôts biosiliceux, elle a également été marquée par une chute brutale de la CCD (Denis-Clocchiatti, 1976, 1980). Phénomène vraisemblablement accompagné par une modification du pH de l'eau de mer. Ce changement a pu avoir une influence sur la cristallisation de la phillipsite. Hypothèse en accord avec les données thermodynamiques de Glaccum et Boström (1976), qui insistent sur les conditions de pH pour la formation de ce minéral.

Dans l'hypothèse d'une évolution de la composition chimique des eaux profondes, en admettant une augmentation — peu probable — de la teneur en silice dissoute, on en revient au schéma précédent. Dans le cas d'une diminution de la teneur en silice dans les eaux profondes, seule la concurrence entre la néoformation des deux silicates ferrifères peut expliquer la disparition des silicates cristallisés : les complexes amorphes extrairaient en premier la silice disponible. Mais on peut aussi envisager une variation de la teneur en Al ou en Fe, en raison de la disparition en séquence de la phillipsite (Si-Al), puis des smectites ferrifères (Si-Al-Fe). Une diminution des apports d'Al aux océans aurait pu provoquer la disparition des alumino-silicates authigènes.

Mais, cette hypothèse de l'évolution de la composition chimique de l'eau de mer ne rend pas compte de la zonation minéralogique latitudinale : sans réfuter de telles variations de l'alimentation élémentaire, l'influence des facteurs biologiques est trop manifeste. Il semble que l'augmentation de productivité soit le facteur essentiel du changement.

Conditions possibles du changement au Miocène supérieur. C'est seulement à cette époque que s'est installée dans l'océan Indien la zonation latitudinale des dépôts biogènes, avec notamment la mise en route des ceintures biosiliceuses (Leclaire, 1979). Pas plus que pour les constituants biogènes, cette zonation n'existait pour les silicates authigènes avant ce moment. Les sédiments déposés au Miocène moyen-inférieur comportent d'une manière générale la paragenèse complexes amorphes — smectites ferrifères — phillipsite. L'environnement pélagique paraît de ce point de vue comparable à celui de la zone intermédiaire au Pliocène moyen (CCD haute, pas de dépôts biosiliceux). Le changement minéralogique survenu au Miocène supérieur (disparition de la phillipsite avant les premiers dépôts biosiliceux des ceintures ; disparition progressive des smectites ferrifères dans la zone équatoriale) se serait donc opéré dans des conditions comparables à celles du Pliocène terminal. Là aussi, le facteur essentiel paraît être l'intensification des dépôts biogènes.

B. — Cas des néoformations paléogènes

Les paragenèses des sédiments paléogènes offrent un contraste total avec celles de la sédimentation actuelle, sans aucune filiation minéralogique. On observe au cours de l'Éocène-Oligocène un changement radical de la nature et du chimisme des silicates authigènes, avec le passage de paragenèses siliceuses et magnésiennes à des paragenèses pauvres en silice et au contraire riches en Fer.

Un des caractères intéressants de la sédimentation anté-néogène est donc l'importance de la silice et du Magnésium fossilisés par voie physico-chimique. Dans l'hypothèse envisagée ici de néoformations syngénétiques, cela refléterait une plus grande concentration en SiO_2 et en Mg^{2+} dans les eaux profondes qu'à l'heure actuelle. Il est particulièrement significatif que les eaux interstitielles des sédiments paléogènes du site 25-245, argileux ou carbonatés, aient conservé une concentration en silice infiniment supérieure à celle trouvée dans les boues rouges mio-pliocènes sous lesquelles ils reposent (cf. Gieskies, 1974 ; Gieskies *et al.*, 1975). La permanence des phyllites magnésiennes dans les sédiments de cet âge pourrait correspondre à une constante chimique stable de l'environnement pélagique, tandis que l'aspect sporadique des néoformations siliceuses et de clinoptilolite traduirait au contraire des fluctuations de la teneur en silice dissoute : un enrichissement périodique des eaux de fond en silice (voir aussi la question des corps silicifiés en deuxième partie).

Source : MNHN, Paris

Conditions possibles du changement à l'Éocène-Oligocène. On observe dès l'Éocène moyen-supérieur la raréfaction et la disparition des phases de silice néoformées (opale-CT, calcédoine, quartz), puis des silicates riches en silice (clinoptilolite). Cet événement pourrait donc correspondre à un abaissement des teneurs en silice dissoute. On envisage donc une baisse généralisée des concentrations en silice dans l'océan Indien à la fin du Paléogène.

Le relais pris par les paragenèses ferrifères au cours de l'Éocène, et surtout de l'Oligocène, témoignerait également d'une augmentation du Fer dans les eaux de fond. L'extraction de la silice par la précipitation des hydroxydes de Fer, conduisant à la néoformation des complexes silico-ferriques amorphes, puis plus tard des smectites ferrifères, serait l'indice d'une modification de l'équilibre Si/Fe dans les solutions, par une baisse de la concentration en silice et/ou une augmentation de la teneur en Fer. La néoformation des silicates ferrifères à partir de la silice, du Fer et de l'Aluminium disponibles a pu se faire concurremment avec la cristallisation des minéraux siliceux et magnésiens, et à leur détriment. La cristallisation de zéolites plus pauvres en silice (phillipsite) aurait alors été possible, à une époque où l'on pense que la CCD était haute (Denis-Clocchiatti, 1980).

C. — Conclusion

La séquence silicatée pourrait traduire une évolution de l'équilibre physico-chimique des eaux profondes de l'océan Indien au cours du Tertiaire, évolution qui aurait débuté vers la limite Éocène moyen-inférieur, et dont l'état de l'environnement pélagique actuel ne serait que l'aboutissement.

V. — LA STRATIFICATION DES SILICATES : UN INDICATEUR POSSIBLE DES PALÉOENVIRONNEMENTS

On aborde ici le problème de la source des éléments nécessaires à la croissance des silicates, et des facteurs qui ont pu modifier l'équilibre physico-chimique des solutions océaniques.

A. — Les facteurs climatiques

Le fait que les accidents siliceux anté-oligocènes et les silicates néoformés qui les accompagnent aient, dans l'hypothèse syngénétique, tiré leur substance de l'eau de mer, ne fait que reculer le problème de leur source. S'il fallait nécessairement que les concentrations en silice dissoute soient beaucoup plus importantes qu'à l'heure actuelle, cette différence peut tenir à de nombreux facteurs, au premier rang desquels on trouve le volume des apports de silice aux océans. En raison de la pauvreté de l'activité planctonique siliceuse à ces époques et de l'insuffisance de l'hypothèse volcanique, une alimentation par l'altération des roches sur les continents apparaît vraisemblable. Ainsi, les raisons essentielles de cette richesse en silice nous paraissent-elles être l'absence d'une productivité planctonique siliceuse importante, plus encore la généralisation des climats tropicaux humides (Leclaire, 1974b, 1979).

Formation des sols latéritiques. On a depuis longtemps reconnu que dans les régions actuellement soumises à de tels climats, la puissance de l'altération chimique des roches conduit à la formation de sols rouges où la plus grande partie du Fer et de l'Alumine sont fixés, tandis que la silice et les cations (Mg, Ca, K, Na, etc...) sont exportés vers les océans (Millot, 1964 ; Ehrart, 1967, 1973). Millot (1964) attire notre attention sur l'effet protecteur qu'exerce la forêt tropicale vis-à-vis de l'érosion mécanique. Empêchant la dégradation des sols, elle permet l'altération en profondeur des roches cristallines. On a ainsi observé en Guyane l'altération de gneiss et de roches basiques sur plus de 30 mètres d'épaisseur

Source : MNHN, Paris

(Nicolas et Verdier, 1965). L'importance de l'aire occupée par ces climats au Crétacé et au Paléogène fait que des quantités énormes de silice et de Magnésium étaient alors livrées aux océans (Leclaire, 1974b), tandis que s'élaboraient la kaolinite et peut-être les hydroxydes d'alumine (boehmite, gibbsite) sur les lieux de l'altération.

Ainsi que l'a montré Millot (1964), ces conditions climatiques conduisent dans les sédiments à la formation de silex, de cherts et d'argiles magnésiennes. Si l'on y ajoute les porcelanites, toutes les silicifications seraient directement sous contrôle climatique.

Équilibre et déséquilibre. En analysant les conditions de gisement des silicifications, on remarque que l'enrichissement en silice se produit par saccades dans les sédiments (cf. coupe de Gargenville et site 245). La concentration périodique de silice dans les dépôts pélagiques peut se comprendre dans le cadre de l'hypothèse climatique. En l'absence d'un recyclage permanent des eaux océaniques comme celui que l'on connaît actuellement, l'extraction de silice par la néoformation de phyllites magnésiennes aurait été insuffisante pour équilibrer les apports de silice dont la concentration devait augmenter progressivement. Jusqu'au moment où les silicates très siliceux (clinoptilolite, puis opale-CT) ont pu commencer à cristalliser. La symétrie des gradients de silicification (cf. deuxième partie) permet de penser que, arrivé à une extraction maximum par l'opale-CT (et la calcédoine), la concentration en silice diminuant, la séquence se déroulait à nouveau à l'envers. « Tout gradient est un déséquilibre et la tendance générale de la chaîne des phénomènes sera de revenir à l'équilibre par le jeu d'un flux d'énergie, et éventuellement de matière, allant des points « hauts » vers les points « bas ». » (Routhier, 1966). Ici, les points « hauts » seraient les silicifications et les points « bas », autrement dit l'équilibre normal dans l'environnement pélagique crétacé et paléogène, la néoformation d'argiles magnésiennes.

Cet équilibre peut être localement rompu, et les paragenèses seront alors particulières. C'est le cas des dépôts marginaux de cette période où les silicifications sont souvent plus massives qu'au centre des bassins. Les puissantes formations à opale-CT du pourtour du Bassin de Paris (Turonien de Touraine et d'Anjou) en témoignent, ainsi que de l'apport massif de silice en provenance des massifs anciens (Massif Central, Massif Armoricain). Les minéraux authigènes traduisant le mieux l'environnement anté-Oligocène ne seraient donc pas les minéraux siliceux (et les silicifications), mais plutôt les phyllites magnésiennes : palygorskite, sépiolite, montmorillonite. Leur cristallisation nécessiterait un équilibre entre les concentrations en silice et en Magnésium, certainement aussi des conditions physiques qui sont plus difficiles à préciser (température, pH).

Partant de ce principe de l'équilibre des minéraux néoformés avec les solutions océaniques, d'autres possibilités peuvent d'ailleurs être envisagées pour expliquer la rythmicité des silicifications et de leurs gradients. Par exemple, il n'est pas exclu que les climats terrestres aient subi des rythmes de périodes plus ou moins sèches, avec augmentation de la pluviosité (et donc de l'altération) ou au contraire de l'ensoleillement (provoquant alors un surcroît d'évaporation et une augmentation de la concentration en silice dans les océans ?). Mais de telles hypothèses ne pourraient être développées qu'en comparant les périodes de silicification avec d'autres rythmes (terrestres et cosmiques).

Changements climatiques. L'environnement pélagique sera profondément modifié à la fin du Paléogène, à la suite d'un événement majeur dans l'histoire structurale et climatique des océans : la séparation Antarctique-Australie qui a débuté dès l'Éocène inférieur, mais dont les effets hydrologiques et climatiques n'ont été sensibles qu'après l'ouverture du passage de Drake, pendant l'Oligocène, avec la mise en route du courant circum-Antarctique. Pendant cette période, les climats tropicaux humides ont commencé à régresser vers le Nord. Du fait de l'aire plus réduite des zones d'altération latéritique, les apports en silice et en Magnésium diminuent, tandis que les anciennes surfaces d'altération, latéritisées, sont livrées à l'érosion. La kaolinite et le quartz résiduel sont à leur tour exportés vers l'océan. Cet apport est encore discret dans l'océan Indien, et n'est décelable dans les sédiments de l'Éocène qu'à proximité des masses continentales, probablement aussi en raison d'un régime de vents défavorable. Conjugué à l'apparition dans les sédiments pélagiques de minéraux hérités des cuirasses latéritiques, le début de la néoformation des complexes silico-ferriques amorphes se manifeste dès les premiers signes de changement (entre 45 et 50 Ma).

L'importance subite que prennent les néoformations ferrifères, surtout pendant l'Oligocène, montre que de nouveaux apports en Fer arrivent à l'océan. Or, c'est à partir de l'Éocène que se déve-

Source : MNHN, Paris

loppent les faciès sidérolitiques sur la surface des continents. Dépôts dus au remaniement des profils latéritiques (Millot, 1964 ; Steinberg, 1970), le sidérolitique est une conséquence directe de la régression des climats hydrolisants, avec l'évolution de la forêt protectrice. L'érosion de ces sols semblerait avoir commencé dès l'Éocène moyen, date d'apparition de la kaolinite dans les sédiments du bassin de Madagascar. L'apparition plus ou moins concomitante dans les sédiments pélagiques de minéraux hérités des sols latéritiques et de silicates ferrifères néoformés semblerait indiquer que le Fer stocké dans les profils d'altération a été remobilisé et évacué vers les océans.

Cependant il faut nuancer cette image, car le Fer qui arrive dans les océans peut avoir une autre origine, découlant de l'évolution des climats. On sait (Ehrart, 1973) que des sols de type podzol peuvent se former en climat humide à saisons contrastées et sous couvert forestier. On en connaît encore à l'heure actuelle en Afrique. A l'opposé de la latéritisation, la pédogenèse podzolique se caractérise par une solubilisation du Fer qui est évacué des horizons lessivés (Ehrart, 1973). Or, on estime que de tels climats ont pu se manifester à l'Éocène sur les continents antarctique et australien (cf. Leclaire, 1979). Il est possible qu'un changement climatique ait favorisé une *pédogenèse podzolique* dans les zones continentales les moins chaudes. Fer et Alumine auraient à leur tour alimenté les océans, tandis que la silice restait fixée.

Peut-être ces deux sources sont-elles envisageables pour la période oligocène, mais on peut penser que la source podzolique est la plus importante pour les périodes plus récentes et actuelle, où les climats tempérés et froids se sont développés. A cet égard, l'apparition de la gibbsite dans les dépôts pélagiques au Pliocène terminal est un fait nouveau qui, une fois encore, se place dans un cadre évolutif général : c'est le dernier des minéraux produits par l'altération latéritique qui apparaît alors dans les sédiments. On a en effet observé que la gibbsite se rencontrait de préférence à la base des profils d'altération, au contact avec la roche-mère (Hiéronymus, communication personnelle). Son apparition tardive dans la sédimentation pélagique peut être l'indice soit d'un niveau d'érosion atteint dans les cuirasses, soit d'un changement des conditions d'altération, avec formation récente de la gibbsite. Dans les deux cas, ce fait témoigne d'une évolution de l'altération en climat tropical (midification du couvert végétal ? de la température ? de la pluviosité ?) On remarquera que cette évolution des apports détritiques est synchrone de l'arrêt de la néoformation des silicates cristallisés. Cela laisse à penser qu'un événement extérieur à l'océan en a de nouveau perturbé l'équilibre : les nouvelles conditions climatiques matérialisées par l'arrivée des grandes glaciations qui, entre autres, ont eu pour conséquence une réduction considérable de la surface occupée par la pédogenèse, et donc par l'altération chimique des roches.

B. — Les facteurs hydrologiques

La régression des climats chauds et humides vers l'Équateur correspond à la mise en place progressive de la zonation climatique latitudinale avec le démarrage de la glaciation antarctique au cours du Miocène (mais ébauchée dès l'Oligocène). La structure climatique et hydrologique actuelle s'ébauche ainsi petit à petit, la dernière étape importante étant l'établissement de la calotte boréale au cours du Pliocène supérieur. Ces changements n'ont pas été sans répercussions sur le monde vivant habitant l'océan, et indirectement sur les néoformations qui s'élaborent au fond des bassins.

C'est au cours du Miocène supérieur, vers -10 Ma, que l'on estime que le système d'alizés s'est considérablement renforcé, avec ses conséquences en chaîne : la création d'un système de divergences et d'upwellings équatoriaux qui ont très vite provoqué la formation de la ceinture à haute productivité planctonique équatoriale indienne (Leclaire, 1977). On estime qu'à la même époque le renforcement de la divergence sub-antarctique a permis le développement de la ceinture biosiliceuse sub-antarctique (cf. Leclaire, 1979). Le cycle de la silice dans les océans a alors été complètement modifié, avec l'extraction intense de la silice par le plancton siliceux, dans la zone euphotique. Une grande partie de cette silice est fossilisée, et l'on assiste alors à une baisse des concentrations d'autant plus importante que l'alimentation continentale diminue également. La présence d'un système latitudinal de convergences-divergences et l'action des courants géostrophiques permettent le recyclage des eaux de fond. Une des conséquences de cette modification du système hydrologique semble avoir été l'arrêt des néoformations

Source : MNHN, Paris

de phillipsite et le déclin des smectites ferrifères. Cet événement minéralogique constaté dans les sédiments du Miocène supérieur à la verticale des ceintures semble confirmer l'hypothèse d'un renforcement des alizés à cette époque, de même que l'augmentation des apports détritiques dans leur zone d'influence (bassin Indien central, Nord du bassin de Madagascar).

Les complexes silico-ferriques amorphes sont le plus souvent dominants au Néogène, à une exception près ; la forte diminution qu'ils admettent au Pliocène moyen dans la zone intermédiaire. Diminution au profit des smectites ferrifères, et dans une moindre mesure, de la phillipsite. Cet à-coup, en liaison avec une surélévation de la CCD (Clocchiatti, 1976), doit revêtir une signification pour le paléoenvironnement. Le point remarquable est que les smectites ferrifères atteignent alors un développement qu'elles n'ont jamais connu auparavant (fig. IV.5). Il faut donc qu'un événement d'importance se soit produit entre le Pliocène inférieur et le Pliocène supérieur (entre 3 et 5 Ma). Il y a lieu de penser que l'équilibre entre smectites ferrifères et complexes amorphes étant amplement dépendant du cycle de la silice, celui-ci fut perturbé au Pliocène soit par une baisse de la productivité biosiliceuse (cf. MD 77159, passée de boues rouges avec forte diminution des restes biosiliceux au Pliocène moyen), soit par une modification du régime des courants, comme pourraient le laisser supposer les nombreuses lacunes et remaniements constatés dans les sédiments de cette période dans le Sud du bassin Indien central (cf. la question des boues rouges).

VI. — CONCLUSION

L'étude systématique de la distribution spatio-temporelle des silicates dans les sédiments pélagiques de l'océan Indien austral a mis en évidence une stratification en même temps qu'une modulation latitudinale. Il est apparu indispensable de confronter ces résultats avec les hypothèses sur la formation des silicates mettant en œuvre des mécanismes diagénétiques ou syngénétiques, ou faisant fortement référence aux phénomènes associés au volcanisme.

Les complexes silico-ferriques amorphes, seuls silicates authigènes dans les sédiments actuels et récents (et donc de néoformation syngénétique), pourraient, dans l'hypothèse d'une diagenèse générale, représenter le matériel de départ de cette différenciation diagénétique. Les silicates auraient évolué tant par vieillissement que par des apports élémentaires fournis par diffusion dans les eaux interstitielles. Mais la silice biogène, réservoir potentiel en silice dissoute, est conservée dans l'épaisseur des sédiments, et les minéraux authigènes sont présents et même abondants dans les dépôts pélagiques de zones où ne se sont jamais déposés de tests biosiliceux (zone intermédiaire au Néogène, par exemple). On remarque également que les argiles héritées (kaolinite, surtout) n'ont pas subi de modifications minéralogiques dans les sédiments pélagiques depuis leur apparition, à la fin du Paléogène. De plus, dans le Pliocène du bassin de Madagascar par exemple, on trouve les mêmes minéraux authigènes dans des boues rouges à 30 % de phyllites détritiques (Nord-Ouest du bassin) que dans l'extrême Sud où les argiles héritées ne représentent pas 4 % des mêmes sédiments, et en l'absence de silice biogène.

D'un autre point de vue, en allant du Paléogène à l'actuel, la séquence silicatée se déroule avec successivement un déficit en silice, une disparition des minéraux magnésiens, un enrichissement spectaculaire en Fer et un déficit non moins marqué en alumine. On ne trouve donc pas de filiation minéralogique entre les silicates néoformés dans les sédiments anciens et ceux produits dans la sédimentation très récente. Même des minéraux chimiquement très proches comme les complexes silico-ferriques amorphes et les smectites ferrifères ont été, selon les indices que nous avons pu recueillir, formés séparément (présence en particules séparées dans les mêmes sédiments ; stabilité des complexes amorphes que l'on retrouve jusque dans les sédiments éocènes, alors que les smectites ferrifères n'apparaissent que plus tard). Enfin, le diachronisme latitudinal des segments récents de la séquence silicatée va à l'encontre d'une diagenèse. Les silicates authigènes n'auraient donc pas évolué depuis leur formation, au moment du dépôt des sédiments qui les renferment : ils sont de *néoformation syngénétique*.

On en vient alors au problème de la *source* des éléments nécessaires à leur formation, source qui

Source : MNHN, Paris

pour beaucoup d'auteurs serait le volcanisme océanique. Or, à l'examen de quelques carottes et forages DSDP de l'océan Indien où l'influence du volcanisme est manifeste par l'abondance des produits issus directement du magma ou de son altération, il semble que cette influence ne modifie pas la séquence, soit au contraire diminue la contribution des silicates typiques du milieu pélagique (dilution) et même provoque la formation d'autres silicates. Dans le cas du Paléogène, ceux-ci seraient même beaucoup moins riches en silice que les silicates pélagiques authigènes. Ces minéraux néoformés liés au volcanisme (smectites, phillipsite), au moins dans l'océan Indien, ne sont pas différents ni dans le volcanisme crétacé, ni dans le volcanisme néogène ou même actuel. Ce qui va à l'encontre d'une évolution du chimisme du magma. Il apparaît donc que, hors influence directe du volcanisme, les néoformations pélagiques ne puissent être contrôlées que par les propriétés physico-chimiques de l'eau de mer. Les apports élémentaires proviendraient alors en grande partie de l'altération chimique des continents, et seraient donc sous la dépendance des climats terrestres.

Au cours du Cénozoïque, la réduction de l'aire occupée par les climats tropicaux humides, la transformation des circulations atmosphériques et océaniques, ainsi que l'évolution de l'activité planctonique auraient été le moteur du changement des néoformations. Si l'on reconnaît là des tendances générales, cela n'exclut nullement des variations régionales comme, par exemple, la richesse en Aluminium des smectites ferrifères du plateau malgache et de ses abords, et le déficit en phillipsite corrélatif. Les conditions locales et la concurrence entre néoformations peuvent apporter une relative variété aux paragenèses caractéristiques.

Mais il semble que d'une manière générale la stratification des silicates et ses implications quant au paléoenvironnement déborde le cadre de l'océan Indien : l'extinction des smectites ferrifères au Pléistocène inférieur a également été reconnue dans le Pacifique (Bishof et Sayles, 1972 ; Caulet *et al.*, 1977), de même que la raréfaction de la phillipsite vers -3 M.a. (Cronan, 1974). Encore plus général est le déclin, et même le plus souvent, la disparition, des accidents siliceux et des paragenèses silico-magnésiennes à la fin du Paléogène (Leclaire, 1974 b ; cf. deuxième partie). Les conditions de la sédimentation pélagique dans l'océan Indien apparaissent peu différentes de celles des autres océans, tant à l'époque actuelle qu'au cours du Cénozoïque.

Source : MNHN, Paris

Source : MNHN, Paris

DEUXIÈME PARTIE

NATURE ET FORMATION DES ACCIDENTS SILICEUX

Source : MNHN, Paris

Source : MNHN, Paris

CHAPITRE VII

LES SILICIFICATIONS CRÉTACÉES ET PALÉOGÈNES : PORCELANITES, CHERTS, SILEX

Nous passons ici non plus à des constituants minéraux, mais à des *roches*, parfois monominérales, et représentant des corps apparemment étrangers aux sédiments qui les renferment : c'est pourquoi on parle souvent de *silicification*, ce terme étant entendu dans le sens d'un apport massif de silice aux sédiments de la même manière qu'on parle de minéralisation dans le cas de corps enrichis en matières premières d'intérêt économique. Puisqu'il s'agit bien de concentrations minérales, l'étude des silicifications massives doit se mener en allant de l'analyse des corps minéralisés (porcelanites, cherts, silex) vers celle de leur « enveloppe » (les sédiments qui les contiennent) et du contexte sédimentologique régional.

Dans les forages, différents niveaux d'observation nous échappent et, en particulier, la continuité des horizons sédimentaires ainsi que leurs transitions, à l'échelle métrique ou décamétrique par exemple. Or, ce qui nous manque en domaine océanique, nous pouvons le trouver en partie dans les séries pélagiques portées à l'affleurement. Les puissants dépôts carbonatés du Crétacé supérieur du bassin de Paris offrent de ce point de vue un vaste champ d'investigation. Quoique le caractère pélagique de ces craies soit nuancé, et plus ou moins altéré par des influences néritiques, les silicates authigènes et les accidents siliceux ont une parenté marquée avec ceux du domaine océanique des périodes crétacées et paléogènes (Leclaire *et al.*, 1973).

Nous nous limiterons ici à quelques exemples précis qui seront à la base d'une réflexion sur les mécanismes qui ont pu conduire à la concentration de silice dans les sédiments pélagiques à des époques privilégiées : Crétacé et Paléogène (Leclaire, 1974b).

I. — LES SILICIFICATIONS DU DOMAINE OCÉANIQUE : EXEMPLE DU SITE 245

On rencontre ces minces niveaux siliceux appelés cherts et porcelanites dans des boues carbonatées de l'Éocène inférieur et du Paléocène, qui passent progressivement à des craies vers la base. Les passées de cendres volcaniques deviennent nombreuses à proximité du basalte, rencontré vers -400 m (cf. annexes ; Simpson, Schlich *et al.*, 1974 ; Leclaire, 1974a). Une douzaine de cherts de quelques centimètres d'épaisseur sont interstratifiés dans cette série (Leclaire, 1974a) où, il faut le noter, on ne trouve aucune trace de restes biosiliceux. Les cherts du site 245 n'ont aucune originalité vis-à-vis de ceux qui ont été rencontrés dans les trois grands océans (voir Lancelot, 1973 ; Wise, Buie et Weaver, 1972 ; Berger et von Rad, 1972 ; von Rad et Röch, 1974 ; Wise et Weaver, 1974 ; Fröhlich, 1974 ; Keene, 1975) et peuvent représenter un « type océanique moyen ».

Source : MNHN, Paris

A. — Composition et aspect pétrographique

La nature minéralogique de ces silicifications est bien connue : calcédoine, opale-CT et trichites de quartz (Fröhlich, 1974). Ces trois phases siliceuses auxquelles il faut ajouter un alumino-silicate, la clinoptilolite, ne sont pas réparties d'une manière quelconque dans ces cherts du site 245. Ceux-ci présentent un *cœur* composé de calcédoine et d'opale-CT, et des zones périphériques à opale-CT, clinoptilolite, quartz et phyllites (montmorillonite, palygorskite), sans calcédoine. L'opale-CT et les autres silicates forment le ciment de ces craies silicifiées corticales où les éléments figurés (nannofossiles, Foraminifères, micarb, etc...) sont parfaitement conservés (pl. III, fig. 4 et 5) : la silice ne joue ici qu'un rôle de liant, sans phénomènes de remplacement. Dans ces zones périphériques, les minéraux siliceux ont des formes bien finies, en particulier les cristaux de clinoptilolite. L'opale-CT, avec ses édifices d'allure lamellaire, montre un habitus de croissance géodique (sphérules) dans les loges de Foraminilères que les sphérules peuvent remplir en totalité par coalescence en conservant l'empreinte des cristaux de calcite de la paroi (pl. III, fig. 3). Cristaux de clinoptilolite et trichites de quartz leur sont étroitement associés (pl. II, fig. 3 et 10) et ces derniers peuvent tapisser entièrement l'intérieur des loges.

A l'observation microscopique, le cœur des cherts est beaucoup plus compact. La différence essentielle avec les couches corticales tient à la présence de calcédoine (visible en optique, mais surtout en infrarouge) et à l'absence ou la rareté des alumino-silicates. La silicification à calcédoine se *superpose* à la silicification à opale-CT, imparlaitement d'ailleurs, puisque subsistent de nombreux témoins de craies silicifiées dépourvus de calcédoine. L'ensemble présente au microscope une structure amiboïde (pl. III, fig. 8). Au contraire de la trame calcédonisée, les témoins crayeux conservent tous les caractères des craies silicifiées périphériques. Seuls quelques lantômes de Foraminilères sont discernables dans cette charpente où l'on ne peut le plus souvent dissocier l'opale-CT de la calcédoine. Le trait le plus frappant de cette zone à calcédoine est l'excellente définition de ses limites. Le passage aux zones corticales se fait sans aucune transition, à tel point que lorsque la limite traverse un Foraminilère, seule la partie du test située dans la zone calcédonisée est épigénisée, l'autre gardant sa structure intacte (pl. III, fig. 9). Les analyses IR ne montrent pas de calcédoine dans les zones corticales, mais on peut parlois rencontrer quelques lantômes de Foraminilères épigénisés isolés à proximité immédiate de la limite.

A partir de ces quelques remarques d'ordre pétrographique, il apparaît déjà que la calcédoine et l'opale-CT n'ont pas le même comportement dans la silicification : *l'opale-CT remplit* les interstices du sédiment (pl. III, fig. 1 à 5, 7), tandis que la *calcédoine remplace* les éléments figurés (pl. III, fig. 1, 2, 8 et 9). Contrairement à l'opale-CT, cette dernière forme de silicification est strictement localisée, comme on le verra ci-dessous.

B. — Relations entre les cherts et les sédiments qui les renferment

C'est à Lucien Cayeux (1929) que l'on doit une définition claire des cherts : accidents siliceux aux limites floues, laisant corps avec les roches qui les contiennent. En effet, une des particularités de ces corps siliceux est cette progressivité de la silicification, contrairement aux silex (voir ci-après). Il est un lait que dans les niveaux silicifiés que j'ai étudiés, le ciment de silice et d'alumino-silicates perd progressivement de son importance lorsque l'on s'éloigne du centre des cherts, pour laisser la place en quelques centimètres au sédiment normal. Il y a donc augmentation progressive de la quantité de silice contenue dans le sédiment aux abords des cherts. Dans le cadre des silicifications encore une lois, l'opale-CT se manileste par saccades, ce qui ne veut pas dire qu'elle soit totalement absente en dehors des corps minéralisés, elle y est seulement plus rare.

Une série pélagique carbonatée, comme celle du site 245, montre donc à certains niveaux des gradients de silice très marqués. Or, cet enrichissement progressil en silice est accompagné par une évolution minéralogique, ou tout au moins par une modification de la proportion des minéraux en présence (Fröhlich, 1974). D'une manière générale, plus la proportion de silice est importante, et moins

Source : MNHN, Paris

les alumino-silicates sont abondants. Dans cette évolution continue, trois états importants sont à remarquer (fig. VII.1) :

— *Sédiments carbonatés pauvres en silice.* Les argiles magnésiennes (palygorskite et montmorillonite) et le quartz dominent alors la fraction carbonatée. L'opale-CT y est rare, souvent non décelable aux rayons X : c'est le sédiment normal.

— *Début de silicification.* Les argiles deviennent moins importantes, tandis que le sédiment s'enrichit en opale-CT, en clinoptilolite et en quartz (pl. II, fig. 10 ; pl. III, fig. 6). C'est dans ces niveaux que la clinoptilolite est la plus abondante, parfois même le silicate dominant.

— *Craies silicifiées (= porcelanites).* Alumino-silicates et quartz sont beaucoup plus rares, souvent absents : dans ces porcelanites, l'opale-CT est souvent le seul silicate (pl. III, fig. 4 à 6). Si dans les cherts qui nous intéressent elles ne constituent qu'une auréole du corps siliceux, elles peuvent former ailleurs d'épais horizons compacts (cf. Wise, Buie et Weaver, 1972).

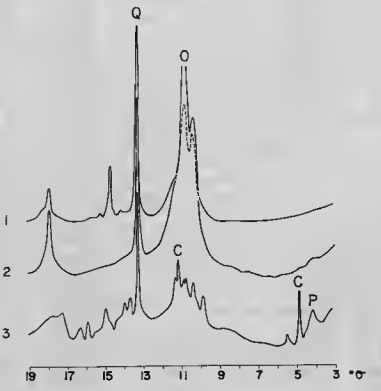


FIG. VII-1. — Diffractogrammes X comparés d'un chert de l'océan Indien (25-245.7 cc). 1 = cœur à calcédoine et opale-CT ; 2 = cortex interne à opale-CT et quartz ; 3 = cortex externe à palygorskite, clinoptilolite, opale-CT et quartz. Q = quartz ; O = opale-CT ; C = clinoptilolite ; P = palygorskite.

Ainsi, le passage du sédiment normal aux cherts est marqué par une augmentation des constituants siliceux, et même par un enrichissement en SiO_2 dans les silicates, puisque l'on passe de phyllites magnésiennes dominantes à la clinoptilolite (le silicate le plus riche en silice) et à la silice libre seule.

C. — Âge des sédiments silicifiés

En comparant l'âge des sédiments porteurs d'accidents siliceux dans les trois grands océans, on peut constater que cherts et porcelanites deviennent plus rares à partir de l'Oligocène (Davies et

Source : MNHN, Paris

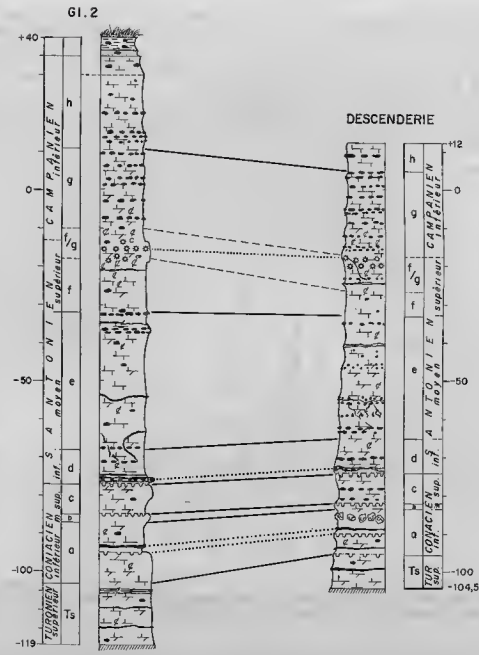


Fig. VII-2. — Corrélations stratigraphiques et lithologiques entre les coupes de Gargenville : puits d'accès GI.2 et descenderie. La coupe de la descenderie, en réalité inclinée avec une pente de 12 %, a été redressée sur le dessin. Les niveaux enrichis en opale-CT sont représentés par un figuré particulier : cercles étoilés.

Source : MNHN, Paris

Supko, 1973 ; Leclaire, 1974b) : la plupart des silicifications se trouvent dans des sédiments d'âge crétacé à éocène. Dans l'océan Indien, les cherts ont surtout été reconnus dans des sédiments du Crétacé (ride du 90° E, site 22-217 : von der Borsch, Sclater *et al.*, 1974 ; Broken Ridge, site 26-255 : Davies, Luyendyk *et al.*, 1974), du Paléocène (ride du 90° E, sites 22-216 et 22-217 ; bassin de Madagascar, site 25-245), de l'Éocène (sites 22-216, 22-245, 26-255 et 28-274). Des porcelanites oligo-miocènes ont également été rencontrées, mais dans une zone particulière, à proximité du continent antarctique (sites 268, 269, 272, leg 28 : Hayes, Frakes *et al.*, 1975 ; Piper et Brisco, 1975). Enfin, Wise, Buie et Weaver (1972) citent un niveau de porcelanite probablement très jeune (Pliocène ?) dans des diatomites du plateau de Kerguelen.

Ces différentes localisations sont très éloignées les unes des autres et, en raison des particularités locales, il est difficile d'établir des corrélations. Les silicifications des marges antarctiques sont, par exemple, situées dans des sédiments détritiques. Un fait cependant paraît certain : les silicifications les plus récentes sont exclusivement des porcelanites à opale-CT, la calcédoine ne se trouvant qu'à partir de l'Éocène. Bien que la minéralogie des cherts ne soit pas toujours précisée dans les publications, il semble que les accidents crétacés, le plus souvent nodulaires, soient plus riches en calcédoine. Ceux du site 26-255 (Broken Ridge) peuvent même être comparés avec les silex du bassin de Paris, puisqu'ils possèdent, selon la description des auteurs (Davies, Luyendyk *et al.*, 1974), un cortex porcelané identique. On peut faire des remarques du même ordre dans l'océan Atlantique (mer des Caraïbes, leg 15, sites 146-149 : Edgar, Saunders *et al.*, 1973) où l'opale-CT, très importante dans les sédiments et les cherts du Paléocène et de l'Éocène (« Horizon A »), est rare à partir du Maestrichtien. Le quartz (probablement la calcédoine) est alors dominant. Von Rad et Rôch (1974) décrivent des relations semblables dans les séries silicifiées pélagiques de l'océan Atlantique central (leg 14). Mais, quoique courante, cette remarque ne paraît pas avoir un caractère de généralité. Il ne semble pas y avoir de lien évident entre la nature minéralogique des cherts et l'âge des sédiments qui les renferment dans l'océan Pacifique. Certains auteurs (Lancelot, 1973 : leg 11 ; Keene, 1975, leg 32) voient plutôt une influence directe du faciès des sédiments-hôtes sur la minéralogie des silicifications associées.

De nombreuses théories sur l'origine des cherts ont été proposées en considérant différents paramètres tels que l'âge des sédiments, l'importance des produits volcaniques, la présence de silice biogène ou celle des carbonates, ou encore la nature de la fraction argileuse. Nous aurons l'occasion d'y revenir plus loin. Mais auparavant, l'exposé de quelques données de « terrain » apportera des éléments supplémentaires à la discussion.

II. — LES SILICIFICATIONS A OPALE-CT DANS LE CRÉTACÉ SUPÉRIEUR DU BASSIN DE PARIS

Après Jukes-Brown (1889), c'est L. Cayeux (1929) qui a montré l'importance de ce qu'il appelait la « silice globulaire » dans certains faciès crayeux du bassin de Paris. Mais on doit à Pezerat (1962) d'avoir déterminé la nature de cette silice globulaire : l'opale-CT. La similitude de ces silicifications à sphérules d'opale-CT avec celles du domaine océanique fut établie plus tard (Leclaire *et al.*, 1973). Dans tous les gisements connus du bassin de Paris, elle est associée à la clinoptilolite. Celui de Gargenville (vallée de la Seine, région de Mantes) au premier chef montre une relation étroite entre ce type de silicification et la stratigraphie.

A. — Relations des silicifications a opale-CT avec le sédiment : exemple du stockage souterrain de Gargenville (Yvelines)

Le percement des voies d'accès à l'ouvrage de stockage souterrain d'hydrocarbures de Gargenville a permis de suivre une très belle coupe de 150 m de craie du Turonien supérieur au Campanien

Source : MNHN, Paris

inférieur. J'ai pu y observer sur des parements frais de nombreuses figures sédimentaires et échantillonner le puits de reconnaissance (G1.2) et la descenderie avec une maille serrée (fig. VII.2). Cet échantillonnage a permis de mettre en évidence des silicifications à clinoptilolite et à opale-CT et de suivre leur variation avec l'aide de la stratigraphie établie par C. Monciardini à partir des Foraminifères.

Importance et fluctuations de la silicification. Je résumerai ici les données recueillies dans le puits G1.2 (Fröhlich, 1974). Opale-CT et clinoptilolite sont présentes en traces en compagnie de la montmorillonite depuis la cote + 10 m environ jusqu'à la base du puits. Compte tenu de l'importance des carbonates dans cette série (95 % en moyenne), le fait que ces minéraux soient décelables sur les diffractogrammes X peut déjà être considéré comme un enrichissement par rapport aux autres régions. Mais l'élément intéressant dans cette coupe est l'existence d'un niveau encore plus enrichi en opale-CT à la cote — 16 m (fig. VII.2), avec environ 9 à 10 % du sédiment total (pl. III, fig. 5). Rien de comparable avec les porcelanites océaniques, où la proportion de sphérules dépasse souvent 90 %, mais on verra que les conditions de gisement et les variations de la silicification sont les mêmes. Il existe en effet, symétriquement par rapport au niveau enrichi, un double gradient de silicification sur quelques mètres de sédiment, avec diminution de la fraction carbonatée quand on se rapproche du niveau, et donc augmentation de la silice et des silicates.

Comme dans les cherts de l'océan Indien, le gradient de silicification est accompagné d'un changement des proportions des silicates en présence (fig. VII.3) : partant d'un sédiment où la fraction silicatée, réduite (2-3 %), est dominée par le quartz et la montmorillonite, on passe progressivement à des craies à opale-CT et clinoptilolite, puis à opale-CT très largement dominante. Le gradient s'établit sur 15 mètres de sédiment au-dessus du niveau enrichi (entre -1 m et -16 m) et sur 20 mètres en dessous (entre -16 m et -36 m), les variations devenant beaucoup plus rapides aux abords de la cote -16 m.

Position stratigraphique et corrélations. L'analyse des échantillons prélevés dans la descenderie, éloignée d'un peu plus d'un kilomètre du puits G1.2, a montré une concentration d'opale-CT comparable, que l'on peut corréler stratigraphiquement (fig. VII.2) grâce aux Foraminifères. Dans les deux coupes, le niveau à opale-CT est localisé à la transition des biozones f (Santonien supérieur) et g (base du Campanien inférieur), très probablement dans le Santonien terminal. Les lignes de corrélations sont concordantes par rapport à celles des limites bien connues des biozones f et e et g et b. La corrélation stratigraphique est donc possible entre les niveaux silicifiés à opale-CT, ce qui implique un contrôle stratigraphique étroit de la silicification. On remarquera enfin que l'apparition des carbonates ferromagnésiens (ankérite) dans la biozone g correspond à G1.2 comme dans la descenderie aux premières occurrences d'opale-CT et de clinoptilolite. L'ankérite reste, avec des saccades, abondante au-dessous dans les deux coupes.

B. — Les paragenèses à opale-CT et clinoptilolite dans le bassin de Paris

L'analyse systématique de la fraction non carbonatée n'étant pas encore une pratique entrée dans les mœurs pour ce qui est des études de la craie, nous devons nous contenter des quelques données actuellement publiées. Si la clinoptilolite paraît assez courante dans le Cénomano-Turonien de l'Anjou, de la Touraine et de la Normandie (Estéoule *et al.*, 1965 ; Juignet et Pomerol, 1975), la cristobalite, ou tout au moins des preuves sérieuses de sa présence, est plus rare : Sénonien des Charentes (Duplaix *et al.*, 1960 ; Duplaix et Dupuis, 1958), Turonien de Touraine (Riveline-Bauer, 1965 ; Leclaire *et al.*, 1973), et région de Mantes (Leclaire *et al.*, 1973 ; Fröhlich, 1974). L'opale-CT tient aussi probablement une place importante dans les tuffeaux d'Anjou (Estéoule *et al.*, 1971). En dehors des silicifications de la région de Mantes, on peut remarquer que les indices d'opale-CT sont cantonnés aux secteurs périphériques du bassin de Paris, à proximité des massifs anciens. Cette cristobalite est même très abondante dans les « tuffeaux » de Touraine où elle peut fournir des accumulations lenticulaires à plus de 90 % de sphérules d'opale-CT dans la région de Vic/Nahon. Ces lentilles constituent un dépôt meuble de sphérules non cimentées (non coalescentes) de plusieurs mètres d'épaisseur.

Source : MNHN, Paris

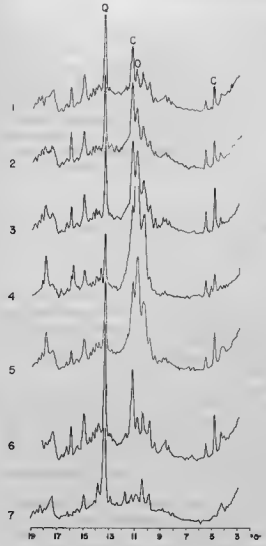


Fig. VII-3. — Puits GI.2 de Gargenville (Yvelines). Comparaison des diffractogrammes X (Cu Kα) montrant les gradients de silicification et la variation des phases siliceuses autour de la cote -16 m. 1 : -1 m ; 2 : -5 m ; 3 : -14 m ; 4 : -16 m ; 5 : -20 m ; 6 : -30 m ; 7 : -36 m. Q = Quartz ; C = Clinoptilolite ; O = Opale-CT.

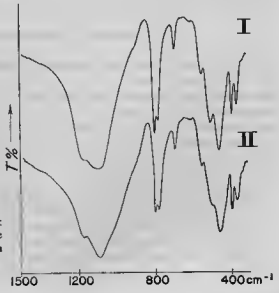


Fig. VII-4. — Spectres IR du cœur (II) et du cortex (I) d'un silex montrant l'augmentation de la cristallinité dans le cortex, avec une meilleure définition des bandes d'absorption et leur position à des fréquences plus élevées.

Source : MNHN, Paris

C. — Conclusion

La richesse de certaines craies en opale-CT, quartz et clinoptilolite authigènes autorise la comparaison avec les séries pélagiques océaniques crétacées et paléogènes. Mais, en plus de ce parallèle, les coupes de Gargenville permettent de mettre en relief le contrôle stratigraphique de ces silicifications, qui paraissent donc redevables de phénomènes sédimentaires. Cependant, la calcédoine qui représente une part importante du cœur des cherts océaniques, ne figure pas dans les silicifications épicontinentales. Cette différence empêche-t-elle le rapprochement ? Il ne semble pas, puisque cette calcédoine se retrouve en masse dans les séries crétacées sous une autre forme de silicification : les silex.

III. — LES SILEX DU CRÉTACÉ SUPÉRIEUR DU BASSIN DE PARIS NOUVELLES DONNÉES

Je ne m'attarderai pas à faire un inventaire exhaustif de toutes les formes de silex existant dans la craie : l'ouvrage de L. Cayeux (1929) est de ce point de vue complet et tout à fait d'actualité. Comme pour les silicifications à opale-CT, je ne citerai ici que quelques observations à caractère général qui peuvent nous conduire à étudier le problème de la formation des silex et à établir un lien entre les phénomènes de silicification à opale-CT et à calcédoine dans les milieux épicontinentaux et plus purement océaniques.

Les données sur la minéralogie et la pétrographie des silex ont été obtenues à partir d'un vaste échantillonnage dans les craies turoniennes et sénoniennes de Picardie (Fröhlich, 1978b), de Normandie et de la Région Parisienne. Quant aux relations des silex avec les sédiments, c'est dans les falaises de la région d'Étretat mieux que partout ailleurs que l'on peut faire le tour du problème, en raison de la continuité des affleurements, de leur richesse en structures sédimentaires (Juignet et Kennedy, 1974 ; Kennedy et Juignet, 1974) et de leur aspect particulièrement spectaculaire. Des données stratigraphiques complémentaires ont été obtenues dans l'ouvrage de Gargenville.

Rappelons brièvement qu'en dehors de dalles très continues, conformes à la stratification et de fines veines obliques, la forme la plus générale des silex est le « rognon », plus ou moins sphérique, rognons qui le plus souvent sont alignés en *cordons* conformes à la stratification. Dans ces cordons, les rognons peuvent être coalescents et former un horizon compact, d'allure amiboïde.

A. — Composition minéralogique et aspect pétrographique. Nouvelles données

Trois méthodes complémentaires permettent de connaître la composition minéralogique des silex : le microscope optique, la diffraction X et la spectroscopie IR. Tous les silex que j'ai étudiés, de formes et de gisements souvent très différents, montrent une grande homogénéité du point de vue de la composition minéralogique. Ce sont des corps siliceux massifs, où la diffractométrie X montre de rares impuretés en dehors du quartz : essentiellement de la calcite, très exceptionnellement de l'opale-CT. Les observations microscopiques et les analyses IR permettent de préciser la nature calcédonieuse de ce quartz, générale dans les silex. Seules quelques amygdales microscopiques de quartz *s.s.* sont parfois discernables. L'essentiel de ces corps siliceux est constitué par une calcédoine mal cristallisée (pl. IV, fig. 8), à fibres courtes et mal individualisées (Badia et Fröhlich, 1975). Précisons que du point de vue minéralogique, les images obtenues au M.E.B. n'offrent aucun intérêt et ne peuvent être utilisées pour la détermination de telle ou telle phase de silice. Elles peuvent par contre apporter des informations sur la porosité des zones corticales et sur les éléments figurés qu'elles peuvent renfermer.

Les différences pétrographiques vues au microscope dans les silex peuvent être aisément rapportées aux observations à l'œil nu (cf. L. Cayeux, 1929). La très grande majorité des silex comporte un *cœur*

Source : MNHN, Paris

très compact et un cortex (« patine » de L. Cayeux) périphérique, d'épaisseur variable, le plus souvent millimétrique. Il paraît préférable à l'heure actuelle d'utiliser le terme descriptif de cortex, plutôt que celui de « patine » qui implique une interprétation génétique discutable. L. Cayeux (1929) a établi une classification génétique des silex appuyée en grande partie sur l'absence ou la présence de ce cortex.

Le cœur. Au microscope optique comme au M.E.B., la silice y est massive et ne laisse aucun vide (pl. IV, fig. 7 et 8). Les fibres de calcédoine sont le plus souvent mal exprimées, diffuses, l'ensemble présentant l'aspect d'une fine mosaïque. Pratiquement, aucun élément figuré n'est discernable en lumière naturelle, mais des fantômes calcédonisés sont souvent visibles en lumière polarisée : rhomboèdres (rares) à calcédoine très fine, tests de Foraminifères et de Spongiaires à fibres de calcédoine nettes, perpendiculaires à la surface externe, le canal axial des spicules étant rempli par des sphérolites de calcédoine (cristallisation géodique). Ces fantômes épigénisés ne sont pas rares, mais restent généralement peu abondants au sein d'une matrice calcédonieuse indifférenciée. Les impuretés carbonatées sont courantes dans cette matrice siliceuse : uniquement de gros cristaux d'origine biogène : plaques d'échinodermes et surtout des prismes ou même des plaques entières d'Inocérames. Certaines dalles siliceuses massives présentant l'apparence d'un nougat sont en réalité des silex pétris de plaques d'échinodermes, des niveaux biodétritiques vannés et resilicifiés (région d'Hardivillers, Oise).

De nombreux silex présentent sur des cassures fraîches des zones nuageuses blanchâtres, opalescentes, souvent issues de la limite cœur-cortex. Cet aspect est dû à une plus grande concentration d'éléments pseudomorphosés, de particules de carbonates, et même de restes organiques chitineux bien conservés (spores, hystrichosphères, etc...). Les silex peuvent renfermer de nombreuses formes fossiles de cet ordre (L. Cayeux, 1929 ; L. Valensi, 1953). Dans tous les silex que j'ai examinés, ces éléments figurés sont concentrés de préférence dans une zone étroite au contact silex-cortex (pl. IV, fig. 1 à 5). Le cœur même des silex en est le plus souvent dépourvu.

Le cortex est, même à l'œil nu, bien différencié : très souvent blanc et de texture porcelanée, il se distingue du cœur du silex, noirâtre et compact. Paradoxalement, c'est la partie la plus difficile à étudier : au microscope, le cortex paraît chargé d'inclusions opaques qui masquent les structures (pl. IV, fig. 1, 2, 5). L. Cayeux (1929) y a vu la marque de la présence d'opale globulaire. Il distinguait ainsi des « patines » à opale et des « patines » désopalisées, laissant une porosité importante. On remarquera qu'aucun argument sérieux n'est donné par l'auteur pour rendre compte de la présence de cette opale. Quant à la « désopalisation », elle apparaît à la lueur des connaissances actuelles comme tout à fait improbable. L'importance de l'opale-CT dans les craies en témoigne. Enfin, l'examen diffractométrique des cortex ne montre pas, dans la très grande majorité des cas, de traces d'opale-CT (sauf, bien entendu, dans les silex des craies qui en contiennent : cf. Jeans, 1976). Au M.E.B., ce cortex siliceux pour la plus grande part (μ analysc X), montre un réseau de vides plus ou moins sphériques très dense (pl. IV, fig. 6 et 7). La calcédoine n'apparaît plus alors que comme une trame plus ou moins lâche, laissant apparaître couramment des sphérolites dans les cavités. Sauf dans la zone tout à fait externe, où les nannofossiles non silicifiés sont courants, le cortex ne présente pas de différence sensible dans sa composition chimique par rapport au cœur du silex. Du point de vue minéralogique cependant, l'examen infrarouge montre une différence de cristallinité sensible entre le cœur et le cortex (fig. VII.4) où la calcédoine est mieux cristallisée.

Comment rendre compte alors du paradoxe d'une roche blanche et translucide en esquille, devenant opaque et brune au microscope ? Cette pigmentation de la zone corticale des silex n'est qu'un artéfact dû à la réflexion totale de la lumière sur les parois des vides sphériques, phénomène provoqué par l'indice de réfraction du baume. Cet effet n'apparaît pas dans les plaques minces non couvertes et humectées (pl. IV, fig. 1). La pigmentation opacifiant la préparation réapparaît au fur et à mesure de l'évaporation (pl. IV, fig. 2).

La différenciation du cortex tient donc surtout à l'apparition brutale d'une porosité importante, sans transition : le passage d'une zone à l'autre s'établit en quelques microns (pl. IV, fig. 5 et 7). Très souvent, ce cortex est enrichi en fantômes d'organismes (Foraminifères, spicules de spongiaires).

Un cas particulier : les silex zonés. L. Cayeux y a montré une alternance de zones à calcédoine massive et de zones corticales. Il a trouvé là les arguments en faveur du développement précoce de la « patine ».

Source : MNHN, Paris

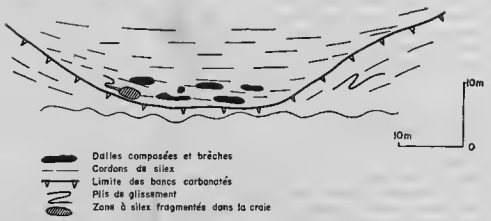


Fig. VII-5. — Localisation des dalles composées et brèches à silex sur les falaises de la plage nord d'Étretat : au creux des paléo-dépressions formées par les « bancs carbonatés ». Relations avec les figures sédimentaires de pente.

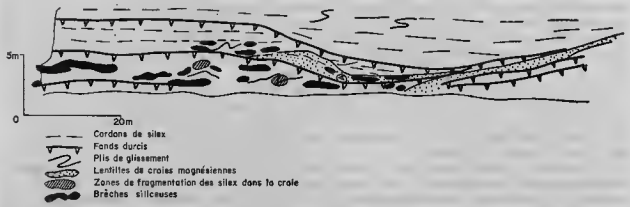


Fig. VII-6. — Plage du Tilleul (région d'Étretat). Localisation des dalles et brèches siliceuses et rapports avec les fonds durcis.

Source : MNHN, Paris

On y fait les mêmes observations que dans les autres silex : couronnes en calcédoine massive, pauvres en témoins carbonatés et en fantômes d'organismes. A l'inverse, les couronnes corticales, poreuses à l'extrême, sont excessivement riches en témoins organiques : surtout des spongiaires calcédonisés (pl. IV, fig. 4), plus rarement de Foraminifères, avec des algues calcaires et des bryozoaires non transformés. Les spicules de spongiaires sont fréquemment rigoureusement orientés parallèlement au rubannement (pl. IV, fig. 4). Plus le rubannement est marqué, et plus les zones corticales sont alvéolaires et riches en restes organiques. Le passage aux zones calcédonieuses massives est disymétrique : progressif vers l'extérieur du silex et abrupt vers l'intérieur.

Dalles composées et brèches siliceuses. C'est encore dans la région d'Étretat que l'on peut trouver ce type de silicification : « silex composés » ou « à deux temps de silicification » (Kennedy et Juignet, 1974). Ces dalles d'extension limitée (voir aussi plus loin) sont composées d'une matrice homogène à grain fin, englobant des cordons de silex, des silex « inachevés » ou plus souvent des silex brisés. Dans ce dernier cas, ce sont de véritables brèches (pl. V, fig. 7). Dans la matrice, l'aspect du sédiment originel est radicalement modifié par la recristallisation de la calcite et la silicification, diffuse et peu visible (calcédoine). Il s'agit en fait d'une craie magnésienne, dédolomitique, peu silicifiée. Cette craie recristallisée passe progressivement vers l'intérieur à une matrice plus siliceuse, alvéolaire, contenant de gros fragments d'algues en partie silicifiés. La structure de cette matrice est comparable à celle des cortex des silex.

Le ciment silico-carbonaté englobe quantité d'éléments de silex de toutes tailles, brisés ou non. Un cortex chargé en fantômes organiques apparaît parfois sur les esquilles de silex. Au contraire de la matrice, les éléments de silex ne montrent pas de fantômes de rhomboèdres.

Des brèches siliceuses de cette sorte ont également été rencontrées à Gargenville (fig. VII.2, base de la biozone d). L'aspect de brèche y est encore plus spectaculaire que dans les falaises d'Étretat. Ce sont en effet des tables de silex fragmentées et recimentées *in situ* (pl. VI, fig. 1, 2, 5 et 8). Les éléments brisés possèdent deux cortex alvéolaires pétris de fantômes de spicules calcédonisés et de Foraminifères. Le cœur des tables est en calcédoine très pure. La matrice, silico-carbonatée, montre une alternance de fines laminae calcédonieuses et plus carbonatées (pl. VI, fig. 3, 4, 6, 7). Structure ondulée, tourmentée, montrant de nombreux éléments roulés (pl. VI, fig. 5), souvent soulignés par une silicification externe plus pure, l'ensemble étant conforme à la stratification. Le grand nombre de rhomboèdres de carbonates témoigne de l'importance de la recristallisation. Toutes ces observations, résumées ici, montrent que la matrice a recristallisé très peu de temps après, sinon pendant la fragmentation des tables de silex.

B. — Rapports des silex avec le sédiment

L'examen des falaises de la Manche est particulièrement instructif à cet égard (cf. L. Cayeux, 1929 ; Juignet et Kennedy, 1974 ; Kennedy et Juignet, 1974). Rappelons que la sédimentation au Cénomanien et au Turonien s'est effectuée dans ce secteur sur un fond très accidenté, formant une série de bosses topographiques accentuées, à pentes raides (« bancs carbonatés » : Juignet et Kennedy, 1974). Les flancs de ces bancs carbonatés sont marqués par une série de fonds durcis (« hard grounds », pour les Anglo-Saxons), souvent érodés et remaniés, avec des phénomènes de glissements, plis de glissement (« slumping »), etc... Cordons et bancs de silex soulignent admirablement ces structures et ces discontinuités. Si l'interprétation qu'ils en font est parfois opposée, tous les auteurs admettent la parfaite conformité des silex avec le litage.

Cordons et tables. Il est surprenant que les auteurs modernes n'aient pas tiré parti de l'étroite relation des silex avec les figures sédimentaires dynamiques dans la région d'Étretat (secteurs d'Étretat et du Tilleul). On y trouve de nombreux exemples de tables et cordons de silex impliqués dans les plis de glissement (pl. VI, fig. 1, 2 et 3), avec fragmentation des tables et bréchification des rognons dans l'axe des plis (pl. V, fig. 2 et 3). Il est évident que tables et rognons étaient déjà présents lors de ces mouvements sédimentaires sur les flancs très inclinés des bancs carbonatés. Il est d'ailleurs vain d'y chercher des failles pour expliquer cette fragmentation, comme le voudraient les tenants de la diagenèse

Source : MNHN, Paris

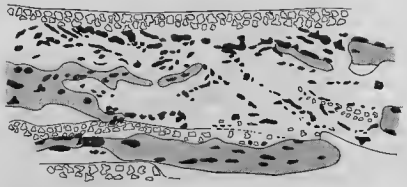


FIG. VII-7. — Figures de sédimentation, dalles composées et cordons de silex à la plage du Tilleul, vers la Pointe de la Courtine (région d'Étretat). Les silex soulignent une sédimentation extrêmement perturbée, voire entrecroisée, avec un système de fonds durcis, celui du centre étant partiellement démantelé. Les dalles resilicifiées, également impliquées dans les structures sédimentaires, sont représentées en gris.

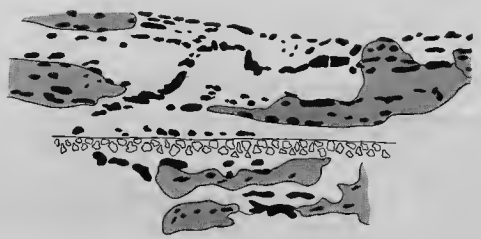


FIG. VII-8. — Même localisation que sur la figure VII-7. Dalles resilicifiées impliquées dans un système de fonds durcis avec plis de glissement souligné par un cordon de silex.

Source : MNHN, Paris

tardive. Des figures de ce genre ne sont pas exceptionnelles : on peut voir par exemple des cordons de silex régulièrement plissés sur les flancs inclinés de la paléocuvette du gisement de phosphates d'Hardivillers (Fröhlich, 1978b).

Il apparaît à Étretat que si les cordons de silex, régulièrement espacés d'une cinquantaine de centimètres, butent contre la partie supérieure des discontinuités stratigraphiques (limites de bancs, fonds durcis, plis, etc...), les quelque 50 cm inférieurs ne renferment jamais de silex (pl. V, fig. 4, 5 et 6). Ainsi, et on peut faire cette observation dans de nombreuses régions crayeuses, les silex sont exclus des « fonds marins » fossilisés. Ce qui est paradoxal si l'on veut faire des bancs de silex, justement la marque de ces discontinuités (Juignet et Kennedy, 1974). En somme, quand de telles discontinuités sont évidentes, elles ne sont jamais silicifiées (mais comportent de très beaux terriers), et c'est justement lorsqu'elles sont absentes que l'on trouve en abondance des silex qui seraient alors censés les avoir fossilisées ! L'interface eau-sédiment, qui est une surface en évolution permanente, ne peut laisser de « cicatrice » (sauf dans le cas de lacunes) susceptible de servir de support préférentiel à une silicification ultérieure, fossilisant les terriers (les rognons de silex). A Gargenville, par exemple, les craies coniaciennes d'allure bréchique, boudinées et extrêmement bioturbées, sont totalement dépourvues de silex, alors que ces derniers abondent dans les craies encaissantes, plus homogènes.

Dalles composées et brèches siliceuses. A Gargenville, les brèches siliceuses ont été rencontrées non seulement dans l'ouvrage principal, mais aussi dans différents forages de la phase d'exploration (GM1, GG1, VP1, VP4). Il s'agit donc d'un horizon très continu, puisque ces dalles se retrouvent à plus de 6 km de GI1 (GM1). Dans les deux coupes de l'ouvrage, on les trouve à quelques dizaines de centimètres au-dessus de la limite Conacien supérieur-Santonien inférieur (biozones c-d) qui coïncide avec un fond durci perforé et glauconieux (fig. VII.2). La relation stratigraphique est évidente, mais peut-être est-elle une conséquence de la présence du fond durci ?

Cette relation entre dalles, brèches siliceuses et fonds durcis se retrouve dans les falaises d'Étretat, dans une zone où la sédimentation de la craie est particulièrement perturbée. Les nombreuses dalles composées de la plage nord sont localisées directement au-dessus des derniers fonds durcis importants, qui matérialisent la forme des bancs carbonatés (fig. VII.5). Ces dalles siliceuses sont donc concentrées au fond des dépressions créées par les intumescences des bancs carbonatés : elles se trouvent dans les premiers mètres de la sédimentation d'inter-banc. Cette situation, en liaison avec les plis de glissement, peut expliquer la bréchification des silex dans les dalles les plus basses (pl. V, fig. 7). A la plage du Tilleul (extrémité Nord, vers la pointe de la Courtine), on trouve à la base des falaises un complexe de dalles composées dans une situation comparable à celles d'Étretat [1], c'est-à-dire dans le fond d'une paléodépression, au pied d'un banc carbonaté (fig. VII.6), et imbriqué dans un système de fonds durcis (pl. V, fig. 9), de plis de glissements et de lentilles de craies magnésiennes (cf. Juignet et Kennedy, 1974). Ces dalles, en réalité des brèches, correspondent à des cordons de silex resilicifiés par endroits (pl. V, fig. 8 et 9) et soulignant la complexité des structures sédimentaires (fig. VII.7 et VII.8) dans lesquelles elles sont impliquées. On peut voir dans ces structures tourmentées, voire entrecroisées, d'innombrables silex brisés.

C. — Conclusion

Quelle que soit l'échelle où l'on se place, l'étude des silex est indissociable de celle des sédiments qui les renferment. Ces accidents siliceux, le plus souvent exclusivement calcédonieux, sont dus au remplacement des éléments figurés, carbonatés, par la silice : il s'agit donc d'un phénomène diagénétique. Leur disposition, leur remaniement et leur fracturation en liaison avec les déformations sédimentaires souples, montrent que cette diagenèse est précoce, et a commencé à se manifester peu après le dépôt. Ces observations nous aideront à aborder le problème de la genèse des silex. Mais il est déjà clair que les hypothèses sur la diagenèse tardive peuvent être repoussées, avec leur corollaire, la silicification des surfaces de discontinuité (fonds durcis et traces d'activité biologique).

1. La partie la plus intéressante n'est visible que pendant les marées à fort cœfficient, lorsque les amoncellements de galets qui masquent les affleurements ont été déblayés.

Source : MNHN, Paris

On peut remarquer enfin que la masse de silice stockée sous la forme de silex dans les séries crayeuses est très importante, beaucoup plus que dans le cas des silicifications à opale-CT. De ce point de vue, il semble que les séries pélagiques crétacées épicontinentales soient beaucoup plus riches en silice que leurs homologues océaniques.

IV. — CONCLUSION

La fréquence des accidents siliceux est un des caractères les plus originaux des sédiments pélagiques crétacés et paléogènes. Contrairement aux sédiments plus récents où les dépôts des marges continentales possèdent une individualité marquée, ces sédiments anciens conservent une étroite parenté minéralogique dans le domaine océanique, pélagique pur, et dans le domaine épicontinental, néritique. Mais parenté ne veut pas dire identité : si les paragenèses de silicates sont les mêmes, le mode de silicification peut varier d'un milieu à l'autre, conduisant à la formation des cherts à opale-CT et calcédoine dans les sédiments océaniques, à la formation des silex calcédonieux et des silicifications plus diffuses à opale-CT dans les séries épicontinentales. On verra que loin d'être une difficulté, ces différences peuvent aider à la compréhension des phénomènes qui ont contribué à la formation des accidents siliceux.

Mais on peut déjà constater que ces différences tiennent à la nature même des phases siliceuses en présence. L'opale-CT n'épigénise pas les éléments figurés dans les silicifications des sédiments marins ; elle constitue un dépôt interstitiel dans des horizons stratigraphiques précis : il s'agit d'un phénomène sédimentaire. Porcelanites et craies silicifiées ne sont plus alors que des condensations de minéraux authigènes, de constituants secondaires des sédiments pélagiques, la calcédoine représentant une phase de silicification diagénétique, peut-être postérieure. Mais s'il ne s'agissait que d'une « dilution » des constituants biogènes par les silicates, nous aurions des sédiments marneux ou purement argileux, en raison de la prédominance des phyllites dans les sédiments non silicifiés. Or, c'est la silice libre (opale-CT et quartz) et des silicates très siliceux (clinoptilolite) qui sont concentrés dans les craies silicifiées : il y a donc enrichissement des sédiments en silice.

Ces silicifications ont lieu par saccades, ce qui rejoint les observations faites sur les silicates authigènes dans les sédiments crétacés et paléogènes, d'autant plus que cherts et porcelanites ne se rencontrent plus, ou deviennent rares, dans les sédiments néogènes où les paragenèses silicatées sont différentes. Les accidents siliceux trouvent ainsi une place logique dans la succession séquentielle des silicates dans les sédiments pélagiques.

Source : MNHN, Paris

CHAPITRE VIII

DE LA SYNGENÈSE À LA DIAGENÈSE : LA FORMATION DES CORPS SILICIEUX

La concordance entre la minéralogie des accidents siliceux et les paragenèses rencontrées dans les sédiments pélagiques qui les renferment n'est pas totale : la calcédoine ne figure jamais en dehors des corps minéralisés. De ce fait, et aussi en raison de la masse de silice condensée, leur formation, d'ailleurs très controversée, devrait être redevable de processus particuliers. Après avoir envisagé les hypothèses génétiques reconnues actuellement, on analysera, en partant des observations minéralogiques, pétrographiques et stratigraphiques, les mécanismes qui ont pu conduire à la croissance des corps siliceux.

I. — MODÈLES GÉNÉTIQUES DES SILICIFICATIONS

A. — La « maturation »

En dépit de l'absence de restes biosiliceux dans la plupart des sédiments silicifiés, c'est encore à leur dissolution et à celle des verres volcaniques dans le sédiment que l'on fait appel comme point de départ des silicifications. La silice remise en solution dans les eaux interstitielles reprécipiterait sous forme d'opale-CT et d'alumino-silicates. Les interprétations divergent quant à la fixation de cette forme de silice ; certains envisagent un *remplacement* du sédiment, d'autres seulement une précipitation dans les interstices. Mais la néoformation d'opale-CT par une diagenèse précoce ne serait qu'une étape dans le cadre plus complet de la théorie de « *maturation* ». Cette phase de silice, réputée métastable, recristalliserait avec le temps pour donner finalement des corps siliceux à calcédoine massive (Wise *et al.*, 1972 ; Calvert, 1974 ; von Rad et Röch, 1974 ; Wise et Weaver, 1974 ; Keene, 1975 ; von Rad *et al.*, 1978). C'est de cette manière que les auteurs rendent compte de la fréquence des silicifications calcédonieuses dans les sédiments les plus anciens, les silicifications les plus récentes étant exclusivement à opale-CT (porcelanites).

Ce schéma diagénétique a été repris par de nombreux auteurs, et peu d'interprétations s'en éloignent. Celle proposée par Lancelot (1973), quoique apparemment différente au départ, la rejoint finalement. Cet auteur accorde un rôle prépondérant au faciès des sédiments. En milieu argileux, où les cations seraient concentrés, l'opale-CT pourrait seule se former, tandis que dans les dépôts carbonatés, ce serait le quartz (voir aussi Millot, 1960, 1964). Précipitant en premier dans les eaux interstitielles des sédiments carbonatés, le quartz assurerait la croissance des corps siliceux massifs, épigénisant les carbonates, et remplissant tous les interstices. Impuretés et cations ainsi expulsés et rejetés à la périphérie empêcheraient au bout d'un temps la croissance du quartz au profit de l'opale-CT qui prendrait le relais (formation des zones corticales des cherts). Ce dernier dépôt pourrait ensuite opérer sa conversion minéralogique en quartz, avec comme produit final les silex.

Source : MNHN, Paris

B. — Utilisation des modèles génétiques pour l'étude des mouvements des plaques océaniques

Partant de cette hypothèse sur l'origine biosiliceuse des cherts et porcelanites, Heezen *et al.*, (1973) et Lancelot (1978) utilisent les accidents siliceux des sédiments pélagiques en tant que témoins de la productivité planctonique siliceuse dans les temps anté-oligocènes. La présence de cherts matérialiserait ainsi le transit équatorial des plaques océaniques. Cette interprétation implique l'existence de la ceinture équatoriale pacifique à haute productivité biosiliceuse (et carbonatée) depuis le Crétacé inférieur, sinon avant. Le passage de la plaque pacifique sous la ceinture équatoriale serait marqué par une augmentation de l'épaisseur des dépôts pélagiques, carbonatés et siliceux.

Cette modélisation appelle quelques remarques. La plus grande partie des données de départ sont des extrapolations de profils sismiques (Heezen *et al.*, 1973), la très mauvaise récupération dans les carottes (le plus souvent des core-catchers) ne permettant pas une interprétation lithologique directe. Les auteurs cités mettent ainsi en évidence un âge de plus en plus ancien des accidents siliceux vers le Nord-Ouest. Or, les forages concernés du Leg 20 (Heezen, McGregor *et al.*, 1973) n'ont pas recueilli de sédiments entre le Crétacé supérieur et le Miocène supérieur, alors que les forages implantés plus au Sud-Est (site 164, par exemple, Winterer, Ewing *et al.*, 1973) permettent d'observer des séries plus complètes, allant du Crétacé inférieur au Miocène. Dans ces derniers forages du Leg XVII (164, 165, 166, 167, 168), on observe une raréfaction générale des cherts au cours de l'Éocène, tandis que les Radiolaires deviennent plus abondants et que les paragenèses silicatées évoluent : dans les boues rouges à Radiolaires oligocènes, les paragenèses à montmorillonite et phyllipsite remplacent progressivement la palygorskite et la clinoptilolite (Zemmels et Cook, 1973). On retrouve le même schéma que dans l'océan Indien austral, très au sud de l'Équateur. La différence essentielle entre les deux domaines océaniques est la profondeur et l'extension plus grandes des bassins pacifiques, où l'on trouve des traces de Radiolaires depuis le Crétacé inférieur (mais pas de Diatomées). De ce fait, les boues rouges crétacées et paléogènes contiennent également des porcelanites. On note même dans des boues rouges campaniennes à palygorskite et clinoptilolite des gradients de silicification avec évolution minéralogique (site XX-198A : Matti *et al.*, 1973) identiques à ce que l'on a observé dans l'océan Indien et dans le bassin de Paris.

Sans aller plus avant dans une discussion trop longue et qui nous entraînerait loin du sujet, remarquons qu'aucun argument ne permet d'utiliser cherts, porcelanites et silex comme traceurs d'un transit équatorial : en s'appuyant sur les critères des auteurs, on en arriverait ainsi à situer l'Équateur dans le bassin de Paris, vers 40° N, au Crétacé supérieur. Ce paradoxe tient au dogme de la silice biogène, génératrice créatrice des silicates et des silicifications. Qu'il suffise de dire qu'il nous manque le plus souvent ces témoins biosiliceux pour soutenir une telle hypothèse. On a montré d'ailleurs que la productivité biosiliceuse ne s'était généralisée dans les océans qu'au Miocène, en relation avec la mise en route des systèmes d'upwellings (Leclaire, 1978). L'absence ou la rareté de Diatomées dans les sédiments anté-néogènes tient non pas à leur disparition (cf. ci-avant), mais au fait qu'il ne s'en déposait pas sur le fond. En conséquence, ce n'est pas la silice biogène qui a pu alimenter la croissance des corps siliceux. Quant aux porcelanites reconnues dans les diatomites oligo-miocènes, on ne peut invoquer la dissolution des tests siliceux, puisqu'ils sont conservés en masse, et même cimentés par l'opale-CT (Wise *et al.*, 1972). Remarquons également que les Radiolaires paléogènes et crétacés ne peuvent témoigner d'une haute productivité planctonique en raison du peu d'importance qu'ils ont dans les dépôts pélagiques de ces périodes, et surtout du fait qu'ils ne représentent pas uniquement une productivité de surface. Par contre, les Diatomées, vivant exclusivement dans la couche euphotique et constituant l'essentiel des dépôts biosiliceux produits par les ceintures à haute productivité néogènes et quaternaires, n'apparaissent dans les sédiments pacifiques qu'à partir de l'Éocène, approximativement au moment de la disparition des cherts. Enfin, les Radiolaires conservés dans les boues rouges anté-néogènes du Pacifique sont très souvent épigénisés isolément en calcédoine (Heezen, McGregor *et al.*, 1973). Cette pseudomorphose des tests siliceux montre non seulement la non-dissolution des tests, mais aussi *un apport supplémentaire de silice.*

Source : MNHN, Paris

Ainsi, pas plus que dans les sédiments récents, la silice biogène ne peut être rendue responsable de la néoformation des silicates et la formation des accidents siliceux. On ne peut donc assimiler les cherts océaniques à une productivité biosiliceuse.

II. — FORMATION DES PORCELANITES

La source des silicifications ne pouvant être trouvée ni dans la dissolution de la silice biogène, ni dans celle des produits volcaniques, ce sont donc les eaux de fond qui ont assuré leur développement. Un regard sur les gradients de silicification et sur le volume qu'occupe l'opale-CT dans les sédiments montre que ce minéral n'a pu se développer qu'à proximité immédiate de l'interface, sinon à l'interface elle-même. Puisqu'elle apparaît comme le siège de bien des néoformations, pourquoi pas de l'opale-CT des porcelanites ? La diminution de la proportion de silice biogène dans les porcelanites récentes, interprétée comme due à la dissolution, pourrait tenir plus simplement à la dilution du sédiment par une formation plus massive d'opale-CT, tout comme dans les séries carbonatées. Le volume qu'occupe l'opale-CT dans le cœur des porcelanites montre que la silice n'a pu cristalliser en profondeur : il s'agirait encore là d'un phénomène d'interface. D'ailleurs, en l'absence d'une alimentation par la silice particulière dans le sédiment, il faut que les solutions marines, riches en silice, aient été à proximité immédiate des corps siliceux pour en permettre la croissance.

Silicates associés. Gradients de silicification. Il paraît normal que la diversité des cations en solution puisse également assurer la croissance de la clinoptilolite (Al) et de la palygorskite (Al, Mg). Ce serait d'ailleurs la richesse en silice des solutions initiales qui favoriserait la formation de la clinoptilolite plutôt que celle de la phillipsite. On peut penser que les silicifications à opale-CT seule correspondent à des solutions initiales très riches en silice : la concentration s'abaissant, la clinoptilolite pourrait alors cristalliser à son tour, et la palygorskite pour des teneurs encore plus faibles. La proportion de silice dans les silicates authigènes serait conditionnée par la teneur en silice de solutions mères. Quant aux trichites de quartz, qui sont indissociables de ces formes de silicification (Fröhlich, 1974), et que l'on peut synthétiser en même temps que l'opale-CT (Stein et Kirpatrick, 1976), ils paraissent se former postérieurement à l'opale-CT (Fröhlich, 1974), requérant probablement des concentrations moins fortes.

En résumé, que l'on parle de silicates authigènes ou de porcelanites, il s'agit bien de dépôts syngénétiques. La formation de telle ou telle phase dépendrait de l'équilibre des concentrations en silice, aluminium et magnésium dans l'eau de mer.

III. — LA DIAGENÈSE SILICEUSE : FORMATION DES CHERTS ET DES SILEX

Dans les cherts *ss* comme dans les silex, s'ajoute aux phases néoformées la calcédoine, qui de toute évidence est d'origine diagénétique car elle épigénise un sédiment déjà déposé. A l'inverse de l'opale-CT, la calcédoine *remplace* en effet les éléments figurés en respectant leur structure fine. Mais la croissance cristalline se poursuit dans les interstices qu'elle comble entièrement. A cet égard, la silicification en calcédoine est un puissant agent de fossilisation, permettant la conservation de tests biosiliceux recristallisés (Radiolaires, Spongiaires) quand ils existent et des microorganismes à test chitineux (spores, hystrichosphères).

La cristallisation de la calcédoine n'implique nullement un remplacement, ni même une altération des structures de l'opale-CT que l'on retrouve intacte dans le cœur des cherts et dans les silex des craies à opale-CT (Jeans, 1978). L'hypothèse de la maturation ou de la conversion minéralogique de l'opale-CT en calcédoine, issue des expériences de White et Corwin (1961), et reprise par de nombreux

Source : MNHN, Paris

géologues, est d'ailleurs actuellement réfutée par les expérimentateurs (Stein et Kirpatrick, 1976 ; Oehler, 1976) qui soulignent la nécessité de la croissance cristalline de la calcédoine à partir de la silice en solution. Ni dans les expériences de synthèses, ni dans les cherts eux-mêmes, on ne trouve de produits intermédiaires. Ceci est marqué par la brutalité du front de calcédonisation dans les cherts. La cristallisation de la calcédoine est donc redevable d'un processus différent de celui qui a permis la croissance de l'opale-CT. Phénomène postérieur à la sédimentation, donc *diagénétique*, et impliquant un apport de silice aux sédiments. C'est en étudiant le cas des silex, le plus souvent purement calcédonieux, que l'on peut trouver les éléments nous permettant de situer dans le temps et dans l'espace la mise en place de la calcédoine.

A. — Facteurs contrôlant la croissance des silex

Le remplacement des éléments figurés — sauf ce qui est organique — implique un échange entre solutions et solides. La silice est extraite, tandis que le calcium et le magnésium sont remis en solution. Le remplissage des vides semblerait donc postérieur au remplacement. Ca et Mg remis en solution sont alors disponibles pour alimenter une éventuelle recristallisation des carbonates (calcitisation et dolimitisation). On constate en effet que les dolomitisations sont non seulement fréquentes dans les craies à silex, mais les observations pétrographiques montrent que dans beaucoup de cas ces recristallisations sont concomitantes de la silicification (voir brèches siliceuses de Gargenville). Ainsi, la diagenèse carbonatée pourrait être au moins en partie une conséquence de la silicification.

Ces corps siliceux à calcédoine ont une forme d'allure généralement plus ou moins sphérique. Dans tous les cas existe un plan de symétrie qui implique une croissance soit centripète, soit centrifuge. Or, on a observé que le cœur des silex était en calcédoine très pure alors que la zone corticale était chargée en témoins organiques, épigénisés ou chitineux : c'est une véritable couronne d'impuretés qui entoure les silex, et dans bien des cas, ces impuretés ont une orientation tangentielle à la « sphère ». Cet aspect pétrographique des silex serait l'indice d'une croissance centrifuge. Par ailleurs, la meilleure cristallinité de la zone corticale est explicable d'une part par l'abondance des tests pseudomorphosés où la calcédoine est mieux cristallisée, et d'autre part par l'abondance des vides, avec leur cortège de sphérolites. On peut en conclure que lors de la formation du cortex, certains vides existaient déjà. Comment expliquer la présence de tels vides plus ou moins sphériques lors du développement des silex, et d'autres postérieurement ?

Il n'y a qu'une seule possibilité, la dissolution de matière postérieurement à la formation des silex. On ne peut invoquer à ce sujet la « désopalisation » de L. Cayeux (1929) pour les raisons déjà exposées, non plus que la dissolution de carbonates. Or, la craie du bassin de Paris est un sédiment de faible profondeur, où l'activité biologique benthique était importante, d'après les traces que l'on y rencontre et l'abondance de la macrofaune. D'autre part, la fréquence des gisements de phosphates (Cayeux, 1939-1950) indique également un dépôt organique d'importance. Il est donc vraisemblable que les silex se soient développés dans un sédiment chargé en matière organique. On peut alors raisonnablement penser que c'est cette matière organique qui, lors de la croissance de ces nodules, aurait été repoussée comme les autres impuretés d'origine biogène. Les parties chitineuses sont conservées dans la zone périphérique, mais les substances dégradables disparaîtraient à la longue, laissant des vides. On peut d'ailleurs supposer que c'est cette matière organique qui a pu favoriser la croissance cristalline de la calcédoine. Les expériences de Stein et Kirpatrick (1976) montrent en effet que la calcédoine se développe préférentiellement sur les restes organiques. Dans cette hypothèse, on en arrive à penser que les silex se sont formés sous une faible épaisseur de sédiments, comme d'autres indices sembleraient l'indiquer. On a montré plus haut que les silex étaient impliqués dans des mouvements sédimentaires (plis, glissements, etc...) ; ils sont issus d'une diagenèse très précoce. Il a également été précisé l'absence générale de silex dans les surfaces de discontinuité (fonds durcis, surfaces d'érosion, partie supérieure des plis de glissement, etc...) et qu'on ne les retrouvait que quelques dizaines de centimètres en dessous. Cette constante, que l'on retrouve aussi dans l'espacement des cordons de silex, pourrait représenter la distance maximum à laquelle se forment les silex sous l'interface. On remarquera qu'à cette distance, l'activité biologique des organismes fouisseurs n'est plus sensible.

Source : MNHN, Paris

B. — Source de la silice et alimentation de la croissance cristalline

La dissolution du plancton siliceux est, comme on l'a vu, difficile à admettre dans ces séries pélagiques anciennes. Certains ont pu mettre en avant l'abondance des spongiaires dans les craies du bassin de Paris pour expliquer la formation des silex. Or les spicules de spongiaires sont justement très résistants à la dissolution et on en trouve en abondance dans les « tuffaux » de Touraine où ils servent au contraire de support à la croissance des sphérules d'opale-CT. De la même manière, on peut penser que les spicules souvent rencontrés dans les cortex des silex (d'ailleurs repoussés vers l'extérieur comme les autres organismes et non dissous) ont pu servir de « centre d'attraction » à la silicification.

Il est donc peu probable que la source de la silice soit particulaire : l'alimentation de la croissance cristalline n'a pu se faire que directement à partir de solutions. Dans le cas d'une diagenèse précoce, mais post-sédimentaire, l'alimentation en silice proviendrait des eaux interstitielles. Mais la quantité de silice qu'elles renfermaient n'a certainement pas suffi à l'élaboration des corps siliceux ; y-a-t-il eu paradoxalement diffusion en sens inverse à celle proposée par les modèles mathématiques ? Je ne m'aventurerai pas à l'affirmer. Le remplacement du sédiment par la silice à partir de solutions plaiderait plutôt en faveur d'une manifestation diagénétique effective dès l'interface, au contact des eaux de fond riches en silice. Quoi qu'il en soit, l'alternance régulière des cordons de silex permet de penser que le phénomène de silicification est rythmique et qu'au cours de l'enfouissement en s'éloignant de l'interface, la croissance des silex cesse. La présence de cordons de silex en voie de formation pourrait empêcher, en captant la silice disponible, la formation permanente de silicification à l'interface. Seul l'éloignement de la source — les eaux de fond — provoquerait d'une part, l'arrêt de la croissance des nodules (ou des tables) et d'autre part, l'amorçage d'une nouvelle silicification.

Cette hypothèse implique une teneur en silice peu variable dans l'eau de mer. Mais, on peut également envisager que l'alternance rythmique des bancs de silex soit provoquée non pas par le processus décrit ci-dessus, mais par des variations de grande ampleur de la concentration en silice dans les eaux de fond. Variations qui pourraient être provoquées par des rythmes climatiques. Cependant, un tel processus ne rend pas compte de la permanence de la silicification, que l'on peut déduire de la formation des veines de silex obliques par rapport à la stratification. Ces lames de calcédoine, qui ont tous les caractères pétrographiques des silex « normaux », ont alimenté bien des controverses. Il s'agit probablement très simplement d'un développement de la silicification non plus centrifuge, mais plus rapide vers le haut que latéralement. S'il en était ainsi, le développement de ces veines aurait suivi point par point la surélévation du fond au cours de la sédimentation. On a là un argument en faveur d'une potentialité permanente de la silicification dans les mers épicontinentales du Crétacé supérieur. Enfin, la capacité permanente du milieu marin à assurer la croissance des corps calcédonieux est également attestée par la resilicification des dalles composées et des brèches siliceuses. Dans certains cas, des glissements sédimentaires ou des courants de turbidité peuvent exhumer ces silex, parfois en voie de formation (voir ci-dessus la question des brèches siliceuses). Ils sont alors entraînés et brisés en se choquant les uns contre les autres. De tels mouvements sédimentaires provoquent un brassage des particules et des solutions : le cycle de silicification peut alors recommencer pour donner des brèches resilicifiées. La recristallisation concomitante des carbonates rend dans ce cas la silicification plus diffuse.

Dans cette série d'hypothèses sur le développement des accidents calcédonieux, les facteurs importants paraissent être leur formation précoce, peut-être dès l'interface, et de toute façon dans une faible tranche de sédiments sous l'interface, ainsi que la liaison possible avec l'état de la matière organique. On devrait donc retrouver les mêmes facteurs de croissance dans le cas des cherts océaniques.

C. — La calcédoine dans les cherts océaniques

Le phénomène de calcédonisation est sensiblement différent et plus discret dans les cherts océaniques. La calcédoine n'y figure souvent que comme une resilicification amiboïde de craies silicifiées à opale-CT ou de porcelanites. En outre, à l'inverse des silex, les fantômes épigénisés, d'origine organique

Source : MNHN, Paris

(Foraminifères surtout), sont uniformément répartis dans les cœurs calcédonieux : il n'y a pas de couronne marginale, d'impuretés, bien que le « front de calcédonisation » soit tout aussi brutal que dans les silex, mais sans structure alvéolaire. Ces différences montrent que la cimentation du sédiment par l'opale-CT a empêché le rejet vers l'extérieur des gros éléments figurés, d'ailleurs beaucoup moins abondants, en raison de la microfaune purement pélagique.

Ce caractère pélagique, lié à la profondeur de dépôt, implique l'absence de macrofaune, une activité benthique très réduite, ainsi qu'une très faible teneur en substances organiques. La pauvreté en matière organique dégradable a vraisemblablement permis la cristallisation préférentielle d'opale-CT et empêché la formation d'un cortex alvéolaire. On remarque également que la calcédoine est strictement limitée aux zones les plus riches en opale-CT des sédiments déjà silicifiés. Il s'agit donc d'un phénomène directement lié à la précipitation de l'opale-CT, à partir de solutions encore très riches en silice. Le remplacement du sédiment par la calcédoine se serait donc produit tout de suite après la cristallisation de l'opale-CT, sinon en même temps. Les cherts sont des niveaux silicifiés bien délimités, impliquant des enrichissements temporaires de silice dans les solutions, et seules de fortes concentrations en silice ont pu permettre la cristallisation de la calcédoine. Une diagenèse postérieure à la formation de l'opale-CT se serait en effet produite à partir de solutions appauvries en silice, ce qui est plus difficile à envisager.

IV. — CONCLUSION : INFLUENCE DU MILIEU DE DÉPÔT SUR LA FORMATION DES ACCIDENTS SILICEUX

Si la formation des porcelanites peut encore être considérée comme une néoformation syngénétique, la mise en place de la calcédoine est due à une action diagénétique précoce, peut-être même débutant dès le dépôt du sédiment. Ainsi, dans le cas des cherts océaniques, le passage de la syngenèse à la diagenèse est-il matérialisé. Au premier rang des facteurs qui peuvent déterminer l'un ou l'autre de ces processus sédimentaires, il faut placer la concentration en silice dissoute dans l'eau de mer, ainsi que l'importance des débris d'origine biologique, minéraux ou organiques : les sédiments argileux rouges, très pauvres en tests — calcaires ou siliceux — ne peuvent être remplacés par la calcédoine, et dans le cas de solutions riches en silice, seule l'opale-CT cristalliserait. Les dépôts biogènes anciens, à influences néritiques marquées, déposés à de faibles profondeurs, auraient été le siège d'une diagenèse siliceuse précoce conduisant à la formation de silex, l'opale-CT ne pouvant cristalliser que lorsque la concentration en silice des eaux de fond était trop forte. Mais cet aspect des silicifications n'est pas limité aux séries crayeuses épicontinentales : bien des occurrences de silex *s.s.* ont été reconnues dans des bassins océaniques, par exemple au site XXVI-255 (Broken Ridge : Davies, Luyendyk *et al.*, 1974).

L'influence du milieu et de la profondeur de dépôt permet d'expliquer la différenciation minéralogique des accidents siliceux, apparemment fonction de l'âge des sédiments. La faible profondeur des bassins au Crétacé aurait favorisé le développement d'accidents calcédonieux (importance des constituants biogènes, minéraux et organiques). A l'inverse, la formation de calcédoine aurait été défavorisée dans les sédiments plus récents (éocènes et oligocènes), les bassins océaniques s'approfondissant : on n'y retrouverait plus que l'opale-CT. L'absence de calcédonisation des porcelanites récentes peut également être expliquée par la diminution des apports de silice aux océans, et donc par une teneur en silice plus faible dans les eaux de fond.

Les bassins du Pacifique étant déjà très différenciés au Crétacé, la nature minéralogique des accidents siliceux varie en fonction de ces paramètres. La série carbonatée companienne du site XVI-163 (Van Andel, Heath *et al.*, 1973) comporte de nombreux cherts à cœur calcédonieux et cortex cristobalitique identiques à ceux du site 25-245, tandis que les boues rouges à clinoptilolite crétacées (Barrémien-Campanien) et éocènes du site XVII-164 (Winterer, Ewing *et al.*, 1973) ne contiennent que des porcelanites à opale-CT où les seules traces de calcédoine se trouvent dans des Radiolaires épigénisés, isolés. On rejoint donc ici les idées de Lancelot (1973) concernant l'influence du faciès sur la composition minéralogique des cherts, mais il ne nous paraît pas que la concentration des cations joue un rôle essen-

Source : MNHN, Paris

tiel dans la croissance cristalline : la formation de calcédoine tiendrait plutôt à l'abondance des débris d'origine biogène, susceptibles de servir de support à la calcédonisation. Dans les trois grands océans (Atlantique, Indien et Pacifique), et même dans les mers épicontinentales, les mêmes critères de milieu de dépôt correspondent à des accidents siliceux identiques. Au centre des bassins océaniques, en milieu pélagique pur, la formation de ces accidents siliceux a cessé au cours de l'Éocène et parfois de l'Oligocène, vraisemblablement en raison de la diminution des apports en silice.

Source : MNHN, Paris

Source : MNHN, Paris

CONCLUSION GÉNÉRALE

L'analyse quantitative des dépôts pélagiques a longtemps buté sur le problème de l'analyse globale : l'importance des constituants amorphes, notamment biogènes, ne permet pas aux méthodes traditionnelles d'avoir leur rigueur et leur efficacité habituelles. Avec la nouvelle approche méthodologique mise au point ici, les constituants cristallisés et les constituants amorphes — d'origine biogène ou minérale — sont déterminés et quantifiés en une seule analyse sur le sédiment total. La mise en œuvre en routine de la spectroscopie d'absorption infrarouge avec une procédure standardisée a ainsi permis la constitution de fiches de sédiments où les principaux constituants sont répertoriés avec leur importance relative. Ce qui conduit à une définition numérique des faciès.

De plus, l'utilisation de cette méthode montre que les principaux silicates rencontrés dans ces dépôts n'entrent pas tous dans le cadre de la nomenclature minéralogique : des silicates de Fer amorphes (« complexes silico-ferriques amorphes ») et des smectites ferrifères pauvrement cristallisées, qui constituent l'essentiel de la fraction non biogène des sédiments pélagiques néogènes de l'océan Indien austral, ont ainsi été mis en évidence.

Grâce à ces données numériques IR et aux observations microscopiques complémentaires, la sédimentation pélagique actuelle et récente peut être vue avec un éclairage différent. Schématiquement, elle est caractérisée par la néoformation des seuls complexes silico-ferriques amorphes, à l'exclusion de silicates cristallisés, et à l'interface eau-sédiment. Le processus de néoformation, avec extraction de la silice et du Fer dissous dans l'eau de mer, provoque une fossilisation importante de la silice par voie purement physico-chimique.

Les silicates hérités (kaolinite et quartz pour les plus importants) n'apportent plus alors qu'une contribution modeste à la formation des sédiments purement pélagiques qui sont donc caractérisés par le dépôt de particules biogènes et la néoformation de silicates.

Dans ce schéma, l'enfouissement induirait un ralentissement — sinon un arrêt — des échanges entre particules et solutions : il y aurait stabilisation et fossilisation du sédiment. La silice biogène enfouie resterait ainsi en équilibre avec les eaux interstitielles et ne pourrait être la source d'éventuelles néoformations pos-sédimentaires.

Ce modèle de sédimentation pélagique récente conduit à une interprétation nouvelle des séries anciennes du domaine pélagique, interprétation qui est fondalement différente de celle des puissantes séries épicontinentales affleurantes, où les phénomènes de diagenèse ont une place importante (cf. Dunoyer de Segonzac, 1969) : nous devons considérer les silicates néoformés comme les témoins de leur environnement. La stratification séquentielle des silicates, mise ici en évidence dans les sédiments tertiaires de l'océan Indien austral :

NÉOGÈNE	• Complexes amorphes • Complexes amorphes — Smectites Fe • Complexes amorphes — Smectites Fe — Phillipsite • Complexes amorphes — Smectites Fe
PALÉOGÈNE	• Palygorskite — Complexes amorphes — Smectites Fe • Palygorskite — Complexes amorphes
CRÉTACÉ	• Palygorskite — Complexes amorphes — Clinoptilolite • Palygorskite — Clinoptilolite — Opale-CT — Quartz

Source : MNHN, Paris

témoigne ainsi d'une évolution de l'environnement pélagique au cours du Cénozoïque. Dans cette évolution qui a débuté à l'Éocène avec la séparation Antarctique-Australie, deux événements majeurs sont à considérer, qui plus que les autres ont influencé la néoformation des silicates.

Le développement des ceintures à haute productivité planctonique (équatoriale et subantarctique) au Miocène supérieur et l'augmentation générale des dépôts biogènes au Quaternaire, ont provoqué l'arrêt de la néoformation des silicates cristallisés en modifiant le cycle de la silice et l'équilibre physico-chimique des eaux profondes.

A partir de l'Éocène, la mise en place progressive d'une zonation climatique latitudinale, avec la régression des climats tropicaux humides vers l'Équateur, et donc la réduction de l'aire occupée par l'altération latéritique, provoque une baisse des importations de silice par les océans. Avec le développement corrélatif de la pédogenèse podzolique qui évacue massivement le Fer et l'alumine des continents, cette évolution climatique est la cause du déclin des paragenèses silico-magnésiennes et des silicifications, et de l'importance nouvelle prise par les néoformations ferrifères au Néogène.

La sensibilité avec laquelle les silicates néoformés et hérités ont enregistré l'évolution de l'environnement pélagique en fait de bons indicateurs des paléoenvironnements. C'est sans doute dans les dépôts azoïques, les boues rouges, en très grande partie constituées par des silicates de néoformation, que l'étude de ces minéraux prend toute son importance : ces sédiments « chimiques » portent plus que d'autres encore la marque de cette évolution de l'environnement, et représentent des archives maintenant datées de l'océan.

Source : MNHN, Paris

LISTE DES RÉFÉRENCES

N.B. Les articles de V. Kolla, écrits avant 1976 sous le nom de K. Venkatarathnam, ont été groupés indistinctement à V. Kolla.

Adler, H. H., (1963). — Some basic considerations in the applications of infrared spectroscopy to mineral analysis. *Econ. Geol.*, **58**, p. 558-568.

Adler, H. H. et Kerr, P. F., (1962). — Infrared study of aragonite and calcite. *Amer. Min.*, **47**, p. 700-717.

Adler, H. H. et Kerr, P. F., (1963a). — Infrared absorption frequency trends for anhydrous normal carbonates. *Amer. Min.*, **48**, p. 124-137.

Adler, H. H. et Kerr, P. F., (1963b). — Infrared spectra, symetry and structure relations of some normal carbonates. *Amer. Min.*, **48**, p. 839-853.

Annel, T. H. (van), Heath, G. R. *et al.* (1973). — Initial Report du D.S.D.P., volume XVI. U.S. Government Printing Office, Washington D.C.

Aoki, S., Kohyama, N. et Suno, T., (1974). — An iron-rich montmorillonite in a sediment from the Northearn Pacific. *Deep Sea Res.*, **21**, p. 865-875.

Avram, M. et Mateescu, G. D., (1970). — La spectroscopie infrarouge et ses applications en chimie organique. 642 pages. Dunod, éditeur. Paris.

Badia, D., (1974). — Contribution à l'étude minéralogique et géochimique de la kaolinisation, par resilicification des bauxites du S-E de la France. Application de la spectroscopie infrarouge. Thèse 3e cycle, Université Paris VI. 157 pages.

Badia, D. et Fröhlich, F., (1975). — Identification de la calcédoine par son spectre infrarouge. *C.R. Ac. Sci.*, *D*, **281**, p. 85-88.

Berger, W. H. et von Rad, V., (1972). — Cretaceous and Cenozoïc sediments from the Atlantic Ocean. *In* Hayes, D.E., Pimm, A. C. *et al.*, In. Rept. DSDP, vol. XIV, Washington (U.S. Government Printing Office) p. 787-954.

Bischoff, J. L. et Sayles, F. L., (1972). — Pore fluids and mineralogical studies of recent marine sediments : Bauer depression region of East Pacific Rise. *Journ. Sed. Petr.*, **42**, p. 711-724.

Boles, J. R., (1972). — Composition, optical properties, cell dimensions and thermal stability of some heulandite-group zeolites. *Amer. Min.*, **57**, p. 1462-1493.

Borsch, C. von der, Sclater, J. G. *et al.*, (1974). — Initial Reports DSDP, volume XXII. U.S. Government Printing Office, Washington.

Cabannes-Ott, C. (1957). — Sur la structure de quelques hydroxydes naturels de type XOOH : diaspore, manganite, gœthite, lepidocrocite. *C. R. Ac. Sci.*, *D*, **244**, p. 2491-2495.

Calvert, S. E., (1971). — Nature of silica phases in deep sea cherts of the North Atlantic. *Nat. Phys. Sci.*, **234**, p. 133-134.

Calvert, S. E., (1974). — Deposition and diagenesis of silica in marine sediments. *Int. Ass. Sedim.*, Spec. Publ. 1. p. 273-299.

Caulet, J. P., (1977). — La silice biogène dans les sédiments néogènes et quaternaires de l'océan Indien austral. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (7), XIX, p. 1021-1033.

Caulet, J. P., (1978). — Sédimentation biosiliceuse néogène et quaternaire dans l'océan Indien. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (7), XX, p. 577-583.

Caulet, J. P., Fröhlich, F. et Giannesini, P. J., (1977). — Étude de la carotte prélevée dans l'AET-01 du CNEXO. Rapport CNEXO.

Cayeux, L., (1929). — Les roches siliceuses. Mémoire *Carte Géol. Fr.*, 774 p.

Cayeux, L., (1941). — Causes anciennes et causes actuelles en géologie. Masson et Cie., éditeur. Paris. 79 p.

Source : MNHN, Paris

CAYEUX, L., (1939-1950).— Les phosphates de chaux sédimentaires de France. 3 volumes. Imprimerie Nationale. Paris.

CHESTER, R. et EBERFIELD, H., (1967). — The application of infrared absorption spectroscopy to carbonate mineralogy. *Sedimentology*, **9**, p. 5-21.

CHESTER, R. et EBERFIELD, H., (1968). — The infrared determination of opal in siliceous deep-sea sediments. *Geoch. Cosm. Acta*, **32**, p. 1128-1140.

CLOCCHIATTI, M., (1976). — Sédimentation pélagique néogène et quaternaire et dissolution des carbonates dans le bassin de Madagascar. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (7), XVIII, p. 1613-1624.

DENIS-CLOCCHIATTI, M., (1977). — État actuel de la sédimentation calcaire dans l'océan Indien austral : comparaison avec les autres océans et modélisation. *In* « Recherches océanographiques dans l'océan Indien », *Mém. Mus. Nat. Hist. Nat., C, XLIII*, 1979, p. 75-117.

DENIS-CLOCCHIATTI, M., (1980). — Sédimentation carbonatée et paléoenvironnement dans l'océan Indien au Cénozoïque. Thèse de doctorat d'État, Mus. Nat. Hist. Nat. et Univ. Paris VI. 1 vol. ronéot., 143 p.

C.N.R.S., (1961). — « Genèse et synthèse des argiles ». Coll. Intern. CNRS. CNRS, éditeur. Paris, 1962. 224 p.

COOK, H. E., ZEMMELS, S. I. et MATTI, J. C., (1974). — X-Ray mineralogy data, Southern Indian Ocean, Leg 26 DSDP. *In* DAVIES, T. A., LUYENDYK, B., *et al.*, In. Rept. DSDP. volume XXVI. U.S. Gov. Prin. Off. Washington.

CORRENS, C. W. et NAGELSCHMIDT, C. (1933). — Uber Faserhau und optischa Eigenschaften von Chalzedon. *Zeit. Krist.*, p. 199-213.

COUTURE, R. A., (1977). — Composition and origin of palygorskite-rich and montmorillonite-rich zeolite-containing sediments from the Pacific Ocean. *Chem. Géol.*, **19**, p. 113-130.

CRONAN, D. S., (1974). — Authigenic minerals in deep-sea sediments. *In* Marine chemistry. Goldberg, ed. p. 491-525.

CRONAN, D. S., DAMIANI, V. V., KINSMAN, D. J. J. et THIEDE, J., (1974). — Sediments from the gulf of Aden and western Indian ocean. *In* FISCHER, R. L., BUNCE, E. T. *et al.*, In. Rept. DSDP, vol. XXIV. U.S. Gov. Print. Off. Washington. p. 1047-1110.

DAVIES, T. A. et SUPER, P. R., (1973). — Oceanic sediments and their diagenesis. Some exemples from deep sea drilling. *Journ. Sed. Petr.*, **43**, p. 381-390.

DAVIES, T. A., LUYENDIK, B. *et al.*, (1974). — Initial Report of the DSDP, volume XXVI, U.S. Gov. Print. Off. Wasbington.

DUPLAIX, S. et DUPUIS, J., (1958). — Étude pétrographique de quelques calcaires sénoniens de Charente et de Dordogne. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (6), *VIII*, p. 463-470.

DUPLAIX, S. *et al.*, (1960). — Sur la nature des minéraux argileux inclus dans les calcaires sénoniens de l'Angoumois. *Bull. Serv. Carte Géol. Als. — Lorr.*, **13**, p. 157-162.

DUYCKAERTS, G., (1959). — The infrared analysis of solid substances. *Analist.*, **84**, p. 201-214.

EDGAR, N. T., SAUNDERS, J. B. *et al.*, (1973). — Initial Reports of the DSDP, volume XV. U.S. Govern. Print. Off. Washington.

EHRART, H., (1956). — La genèse des sols en tant que phénomène géologique : biostasie et rhexistasie. Masson, éditeur. Paris.

EHRART, H., (1967). — La genèse des sols en tant que phénomène géologique. (2e éd.). Masson, éditeur. Paris. 177 pages.

EHRART, H., (1973). — Itinéraires géochimiques et cycle géologique de l'Aluminium, Doin, éditeur. Paris. 253 pages.

ERNST, W. G. et CALVERT, S. E., (1969). — An experimental study of the recrystallisation of porcelanite and its bearing on the origin of some bedded cherts. *Amer. Journ. Sci.*, **267***A*, p. 114.

ESTEOULE, J. *et al.*, (1971). — Sur la présence de Clinoptilolite dans les dépôts marno-calcaires du Crétacé supérieur de l'Anjou. *C.R. Ac. Sci., D*, **272**, p. 1569-1571.

FARMER, V. C., (1968). — Infrared spectroscopy in clay minerals study. *Clay Min.*, **7**, p. 373-387.

FARMER, V. C., (1971). — The characterization of absorption bonds in clay minerals by infrared spectroscopy. *Soil Sci.*, **112**, p. 62-68.

FARMER, V. C., (1974a). — The anhydrous oxyde minerals. *In* The infrared spectra of minerals. V. C. FARMER, ed. Min. Soc., Mono. n° 4. Londres. p. 183-203.

FARMER, V. C., (1974b). — The layer silicates. *In* The infrared spectra of minerals. Min. Soc. Mono. n° 4, FARMER V. C., ed. Londres, p. 331-365.

Source : MNHN, Paris

FARMER, V. C. et RUSSEL, J. D., (1966). — Effects of particle size and structure on the vibrational frequencies of layer silicate. *Spectr. Acta*, **22**, p. 389-398.

FARMER, V. C., SMITH, B. E. L. et TAIT, J. M., (1977). — Alteration of allophane and imogolite by alkaline digestion. *Clay Min.*, **12**, p. 195-198.

FLEHMIG, W., (1970). — Zur vorkommen von SiO_2 in nadeleisenerzooiden. *Contr. Min. Petr.*, **28**, p. 19-30.

FLEHMIG, W. et KÜRTZE, R., (1973). — Die quantitative Infrarotspectroscopische Phaseanalyse von Mineralmengen. *Neu. Jb. Min. Abh.*, **119**, p. 101-102.

FLÖRKE, O. W., (1955). — Zur Frage des « Hoch »-Cristobalit in Opalen, Bentoninen und Gläsern. *Neu. Jb. Min. Mon.*, p. 217-223.

FLÖRKE, O. W., JONES, J. B. et SEGNIT, E. R., (1975). — Opal CT crystals. *Neu. Jb. Min. Mon.*, p. 369-377.

FLÖRKE, O. W., HOLLMAN, R., von RAD, U. et RÖSCH, H., (1976). — Intergrowtb and twinning in opal-CT lepispberes. *Contr. Min. Petr.*, **58**, p. 235-242.

FOLK, R. L. et WEAVER, C. E., (1952). — A study of the texture and composition of chert. *Amer. Journ. Sci.*, **250**, p. 498-510.

FRÖHLICH, F., (1974). — Nature, importance relative et place dans la diagenèse des phases de silice présentes dans les silicifications de craies du bassin océanique de Madagascar (océan Indien) et du Bassin de Paris. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (7), *XVI*, p. 498-508.

FRÖHLICH, F., (1977a). — Les composés silico-ferriques amorphes des sédiments pélagiques néogènes et quaternaires de l'océan Indien austral. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (7), *XIX*, p. 1013-1019.

FRÖHLICH, F., (1977 b). — Évolution des paragenèses silicatées dans les sédiments pélagiques des bassins de l'océan Indien austral. Relation avec l'environnement sédimentaire. *In* Recherches océanographiques dans l'océan Indien. *Mém. Mus. Nat. Hist. Nat., C, XLIII. Paris*. 1979, p. 143-149.

FRÖHLICH, F., (1978a). — Silicates autbigènes et sédimentation pélagique dans l'océan Indien équatorial. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (7), XX, p. 569-578.

FRÖHLICH, F. (1978b). — Terrains crétacés. *In* POMEROL, C. *et al.*, Carte géol. à 1/50 000 St-Just-en-Chaussée. B.R.G.M. 1978.

GARRELS, R. M. et MCKENZIE, E. T., (1974). — Chemical history of the oceans deduced from post-depositional changes in sedimentary rocks. SEPM, Spec. pub. n° 20 « Studies in paleo-oceanography symposium ». Tulsa, Oklahoma. p. 193-204.

GIANNESINI, P. J., (1977). — Les séries lithologiques condensées à oxydes polymétalliques des bassins de l'océan Indien austral. Thèse 3e cycle. Paris VI.

GIESKES, J. M., (1974). — Interstitial water studies, Leg 25. in. Rept. DSDP, vol. XXV. U.S. gov. Print. Off., Washington, p. 361-394.

GIESKES, J. M., KASTNER, M. et WARNER, T. B., (1975). — Evidence for extensive diagenesis, Madagascar Basin, DSDP site 245. *Geoch. Cosm. Acta.*, **39**, p. 1385-1393.

GIRDLEY, W. A., MOORE, C., VALLIER, T. et WHITE, S. M., (1974). — Lithologic summary, Leg 25, DSDP *In* SIMPSON, E. S. W., SCHLICH, R. *et al.*, In. Rept. DSDP, vol. XXV. U.S. Gov. Print. Off. Washington, p. 725-742.

GLACCUM, R. et BOSTRÖM, K., (1976). — (Na, K) phillipsite : its stability conditions and geochimical role in the deep sea. *Mar. Geol.*, **21**, p. 47-58.

GOLDBERG, E. D. et GRIPPIN, J. J., (1970). — The sediments of the northern Indian ocean. *Deep Sea Res.*, **17**, p. 513-537.

GORBUNOVA, N., (1966). — Clay mineral distribution in Indian ocean sediments. *Oceanology*, **6**, p. 215-221.

GRIFFIN, J. J., WINDOM, H. et GOLDBERG, E. D., (1968). — The distribution of clay minerals in the world ocean. *Deep Sea Res.*, **15**, p. 433-459.

GRIM, R. E. et KULBICKI, G., (1961). — Montmorillonite : high temperature reactions and classification. *Amer. Min.*, **46**, p. 1329-1369.

GUINASSO, N. L. et SCHINK, D. R., (1975). — Quantitative estimates of biological mixing rates in abyssal sediments. *J. Geophys. Res.*, **80**, p. 3032-3043.

HARDER, H., (1976). — Nontronite synthesis at low temperatures. *Chem. Geol.*, **18**, p. 169-180.

HAYASHI, H., OTSUKA, R. et IMAI, N., (1969). — Infrared study of palygorskite and sepiolite on beating. *Amer. Min.*, **54**, p. 1613-1624.

Source : MNHN, Paris

HAYES, D. E., FRAKES, L. A. *et al.*, (1975). — Initial Report of the DSDP, volume XXVIII. U.S. Gov. Print. Off. Washington.

HEATH, G. R., (1974). — Dissolved silica and deep sea sediments. *In* « Studies in paleo-oceanography », HAY, W. W. ed., SEPM spec. puh. nº 20, p. 77-93.

HEATH, G. R. et DYMOND, J., (1977). — Genesis and transformation of metalliferous sediments from the East Pacific Rise, Bauer Deep, and Central Basin, northwest Nasca Plate. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, **88**, p. 723-733.

HEEZEN, B. C. *et al.*, (1973). — The post jurassic sedimentary sequence on the Pacific plate : a kinematic interpretation of diachronous deposits. *In* HEEZEN, B. C., MCGREGOR, I. D. *et al.*, In. Rept. DSDP, vol. XX. U.S. Gov. Print. Off. Washington, p. 725-738.

HEEZEN, B. C., MCGREGOR, I. D. *et al.*, (1973). — Initial Reports of the DSDP. U.S. Gov. Print. Off. Washington. Volume XX.

HEGELSON, H. C. et MCEKNSIE, F. T., (1970). — Silicate-water equilihria in the ocean system. *Deep Sea Res.*, **17**, p. 877-892.

HOFFERT, M. et KARPOFF, A. M., (1975). — Contribution à l'étude minéralogique et géochimique de la carotte MD73 034 (Océan Indien central). Rapport non publié. Centre Séd. Géoch. Surf. Strasbourg.

HORNE, R. A. (1969). — Marine chemistry. Wiley-Interscience. New York. 568 pages.

IIJIMA, A. et UTADA, M., (1966). — Zeolites in sedimentary rocks, with reference to depositional environment. *Sedimentology*, **7**, p. 327-357.

JEANS, C. V., (1978). — Silicifications and associated clay assemblages in the cretaceous marine sediments of southern England. *Clay minerals*, **13**, p. 101-126.

JOHNSON, T. C., (1975). — The dissolution of siliceous microfossils in deep sea sediments. Ph. D. Thesis. Univ. of California. 163 pages.

JONES, J. B. et SEGNIT, E. R., (1972). — Genesis of cristobalite and tridymite at low temperatures. *J. Geol. Soc. Austr.*, **18**, p. 419-422.

JUIGNET, P. et KENNEDY, W. J., (1974). — Structures sédimentaires et mode d'accumulation de la craie du Turonien supérieur et du Sénonien du Pays de Caux. *Bull. B.R.G.M.*, (2), IV, p. 19-47.

JUIGNET, P. et POMEROL, B., (1975). — La clinoptilolite dans le Crétacé supérieur du Bassin de Paris. *Bull. Inf. Géol. Bass. Paris.*, **12**, p. 25-34.

JUKES-BROWNE, A. J. et HILL, W. (1889). — The occurrence of colloid silica in the Lower Chalk of Berkshire and Wiltshire. *Quart. J. Geol. Soc., XLV*, (3), nº 179, p. 403-421.

KEENE, J. B., (1975). — Cherts and porcelanites from the north Pacific, DSDP Leg 32. In. Rept. DSDP, vol. XXXII, p. 429-507.

KELLER, W. D. et PICKETT, E. E. (1949). — Absorption of infrared radiation by powdered silica minerals. *Amer. Min.*, **34**, p. 855-868.

KENNEDY, W. J. et JUIGNET, P. (1974). — Carbonates banks and slumps beds in the Upper Cretaceous (Upper Turonian-Santonian) of Haute Normandie, France. *Sedimentology*, **21**, p. 1-42.

KOLLA, V. (1974). — Mineralogical data from sites 211, 212, 213, 214 and 215 of DSDP Leg 22 and origin of noncarbonate sediments in the equatorial Indian ocean. *In* von der BORSCH, C., SCLATER, J. G. *et al.*, In. Rept. DSDP, vol. XXII. U.S. Gov. Print. Off. Washington. p. 489-498.

KOLLA, V. et BISCAYE, P. E., (1973a). — Clay mineralogy and sedimentation in the eastern Indian ocean. *Deep Sea Res.*, **20**, p. 727-738.

KOLLA, V. et BISCAYE, P. E., (1973b). — Deep-sea zeolites : variations in space and time in the sediments of the Indian ocean. *Mar. Geol.*, **15**, p. M11-M17.

KOLLA, V., BÉ, A. W. H. et BISCAYE, P. E., (1976). — Calcium carbonate distribution in the surface sediments of the Indian ocean. *J. Geophys. Res.*, **81**, p. 2605-2616.

KOLLA, V., HENDERSON, L. et BISCAYE, P. E., (1976). — Clay mineralogy and sedimentation in the western Indian ocean. *Deep Sea Res.*, **23**, p. 949-961.

KRAUSKOPF, K. B., (1956). — Dissolution and precipitation of silica at low temperatures. *Geoch. Cosm. Acta.*, **10**, p. 1-27.

KRAUSKOPF, K. B., (1959). — Geochimistry of silica. SEPM, spec. Pub. nº 7, p. 4-19.

LACROIX, A., (1893-1913). — Minéralogie de la France et de ses colonies. Baudry et Cie, éditeur. Paris. 5 volumes.

Source : MNHN, Paris

LAFFITTE, R., (1949). — Sédimentation et orogenèse. *Ann. Hébert et Haug, VIII* : « *Livre jubilaire Ch. Jacob.* » p. 239-259.

LANCELOT, Y., (1973). — Cherts and silica diagenesis in sediments from the central Pacific. *In* WINTERER, E. L., EWING, J. I. *et al.*, In. Rept. DSDP, vol. XVII, part II. U.S. Gov. Print. Off. Washington, p. 377-405.

LANCELOT, Y., (1978). — Relations entre évolution sédimentaire et tectonique de la plaque pacifique depuis le Crétacé supérieur. *Mém. Soc. Géol. Fr. nº 134*, 40 pages.

LECLAIRE, L., (1974a). — Late cretaceous and cenozoic deposits-paleoenvironment and paleooceanography of the central western Indian ocean. *In* SIMPSON, E. S. W., SCHLICH, R. *et al.*, In. Rept. DSDP, vol. XXV. U.S. Gov. Print. Off. Washington, p. 481-512.

LECLAIRE, L., (1974b). — Hypothèses sur l'origine des silicifications dans les grands bassins océaniques. Le rôle des climats hydrolysants. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (7), *XVI*, p. 214-224.

LECLAIRE, L., (1975). — « NOSICAA-MD06 » septième campagne océanographique du « Marion Dufresne » dans l'océan Indien austral. Rapport TAAF. 1975.

LECLAIRE, L., (1976). — « SESAM-MD09 ». Dixième campagne océanographique du « Marion Dufresne » dans l'océan Indien austral. Rapport TAAF. 1976.

LECLAIRE, L., (1978). — Les dépôts siliceux néogènes des océans actuels : produits de l'évolution climatique terrestre. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (7), *XX*, p. 559-568.

LECLAIRE, L., (1979). — L'océan Indien : une introduction à sa paléoocéanographie. *Cahiers de l'Indo-Pacifique*, *I*, p. 246-296.

LECLAIRE, L., ALCAYDE, G. et FRÖHLICH, F., (1973). — La silicification des craies : rôle des sphérules de cristobalite-tridymite observées dans les craies des bassins océaniques et dans celles du Bassin de Paris. *C.R. Ac. Sci., D*, **227**, p. 2121-2123.

LECLAIRE, L. et CLOCCHIATTI, M., (1976). — La dissolution des carbonates en milieu océanique. Son rôle dans la genèse des dépôts océaniques pendant le Cénozoïque. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (7), *XVII*, p. 1315-1335.

LECLAIRE, L., GIANNESINI, P. J., CAULET, J. P. et CLOCCHIATTI, M., (1976). — Sédimentation dans l'océan Indien central. Les faciès associés aux nodules polymétalliques. *Bull. Mus. Nat. Hist. Nat.*, (3), nº 396, p. 241-267.

LECLAIRE, L. et GIANNESINI, P. J., (1977). — « Nemrode-MD14 ». Quinzième campagne du « Marion Dufresne » dans l'océan Indien austral. Rapport TAAF. 1977.

LECLAIRE, L. et CLOCCHIATTI, M. (1978). — Nouvelle classification des dépôts pélagiques dans les bassins océaniques. *In* 6º Réun. Ann. Sci. Terre. Soc. Géol. Fr., Paris, 1978, p. 238.

LERMAN, A. (1975). — Maintenance of steady state in oceanic sediments. *Amer. J. Sci.*, **275**, p. 609-635.

LUYENDYK, B. P. et DAVIES, T. A., (1974). — Results of the DSDP Leg 26 and the geologic history of the southern Indian ocean. *In* DAVIES, T. A., LUYENDIK, B. P. *et al.*, In. Rept. DSDP, vol. XXVI. U.S. Gov. Print. Off. Washington. p. 909-944.

MCKENSIE, F. T., GARRELS, R. M., BRICKER, O. P. et BICKLEY, F. (1967). — Silica in sea water. Control by silica minerals. *Science*, **155**, p. 1404-1405.

MAREL, H. W. van der, (1966). — Quantitative analysis of clay minerals and their admixtures. *Contr. Min. Petr.*, **12**, p. 96-138.

MAREL, H. W. van der et BEUTELSPACHER, H. (1976). — Atlas of IR spectroscopy of clay minerals and their admixtures. Elsevier. 396 pages.

MASON, B. et SAND, L. B., (1960). — Clinoptilolite from Patagonia. The relationsbip between clinoptilolite and heulandite. *Amer. Min.*, **45**, p. 340-350.

MATTI, J. C., ZEMMELS, I. et COOK, H. E., (1973). — X-Ray mineralogy of sediments from the western Pacific, Leg 20, DSDP. *In* HEEZEN, B. C., MCGREGOR, I. D., *et al.*, In. Rept. DSDP, vol. XX. U.S. Gov. Print. Off. Washington. p. 323-334.

MATTI, J. C., ZEMMELS, I. et COOK, H. E., (1974a). — X-RAY mineralogy data, northearn part of the Indian ocean, Leg 22, DSDP. *In* von der BORSCH, C., SCLATER, J. G. *et al.*, In. Rept. DSDP, vol. XXII. U.S. Gov. Print. Off. Washington, p. 693-710.

MATTI, J. C., ZEMMELS, I. et COOK, H. E., (1974b). — X-RAY mineralogy data, western Indian ocean, Leg 24 DSDP. *In* FISCHER, R. L., BUNCE, E. T. *et al.*, In. Rept. DSDP, vol. XXIV. U.S. Gov. Print. Off. Washington, p. 811-826.

Source : MNHN, Paris

MATTI, J. C., ZEMMELS, I. et COOK, H. E., (1974c). — X-RAY mineralogy data, western Indian ocean. Leg 25, DSDP. *In* SIMPSON, E. S. W., SCHLICH, R. *et al.*, In. Rept. DSDP, vol. XXV. U.S. Gov. Print. Off. Washington, p. 843-862.

MELIERES, F., (1978). — X-Ray mineralogy studies, Leg 41, DSDP, eastern north Atlantic ocean. *In* LANCELOT, Y., SEIBOLD, E. *et al.*, In. Rept. DSDP, vol. XLI. U.S. Gov. Print. Off. Washington, p. 1065-1086.

MILLOT, G., (1960). — Silice, silex, silicification et croissance des cristaux. *Bull. Serv. Carte Géol. Als.-Lorr.*, **13**, p. 129-146.

MILLOT, G., (1962). — Silicifications et néoformations argileuses : problèmes de genèse. *In* « Genèse et synthèse des argiles ». Coll. Int. CNRS nº 20, p. 167-176.

MILLOT, G., (1964). — Géologie des argiles. Masson et Cie, éditeur. Paris, 1964, 499 pages.

MOENKE, H. H. W., (1974). — Silica, the three-dimentional silicates, borosilicates and Beryllium silicates. *In* The infrared spectra of minerals, FARMER, V. C., ed. Min. Soc., Mono. nº 4. Londres. 1974, p. 365-382.

MORGAN-JONES, M., (1977). — Mineralogy of the non-carbonate material from the chalk of Berkshire and Oxfordshire, England. *Clay Minerals*, **12**, p. 331-344.

MORIARTY, K. C., (1977). — Clay minerals in southeast Indian ocean sediments, transport mechanisms and depositional environment. *Mar. Geol.*, **25**, p. 149-174.

MUMPTON, F. A., (1960). — Clinoptilolite redefined. *Amer. J. Sci.*, **45**, p. 351-369.

NATHAN, Y. et FLEXER, A., (1977). — Clinoptilolite, paragenesis and stratigraphy. *Sedimentology*, **24**, p. 845-855.

NICOLAS, J. et VERDIER, J., (1965). — Contribution à l'étude géochimique de l'altération des terrains métamorphiques de la « Sierra de Imataca », (Rio Coroni, Guyane vénézuelienne). *Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn., VIII*, p. 311-322.

OEHLER, H. J., (1976). — Hydrothermal crystallisation of silica gel. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, **87**, p. 1143-1152.

PEDRO, G., (1962). — Genèse des minéraux argileux par lessivage des roches cristallines au laboratoire. *In* « Genèse et synthèse des argiles ». Coll. Int. CNRS nº 105. Paris, p. 99-107.

PELTO, C. R., (1956). — A study of chalcedony. *Amer. J. Sci.*, **254**, p. 32-50.

PETZING, J. et CHESTER, R., (1979). — Authigenic marine zeolites and their relationship to global volcanism. *Mar. Geol.*, **29**, p. 253-271.

PEZERAT, H., (1962). — *In* G. MILLOT, Coll. CNRS « Genèse et synthèse des argiles ». Paris, p. 175-176.

PIMM, A. C. (1974). — Sedimentology and history of the northearn Indian ocean from late Cretaceous to Recent. *In* von der BORSCH, C., SCLATER, J. G. *et al.*, In. Rept. DSDP, vol. XXII. U.S. Gov. Print. Off. Washington, p. 717-803.

PIPER, D. J. W. et BRISCO, C. D., (1975). — Deep water continental margin sedimentation, DSDP, Leg 28, Antarctica. *In* HAYES, D. E., FRAKES, L. A. *et al.*, In. Rept. DSDP, vol. XXVIII, U.S. Gov. Print. Off. Washington, p. 727-756.

PLYUSNINA, I. I., MALEYEV, M. N. et YEFIMOVA, G. A., (1971). — Infrared spectroscopic investigation of cryptocrystalline varieties of silica. *Intern. Geol. Rev.*, **13**, p. 1750-1754.

POMEROL, B. et AUBRY, M. P., (1977). — Relation between western european chalks and opening of the North Atlantic. *J. Sed. Petr.*, **47**, p. 1027-1035.

PRICE, W. J., (1973). — The principles and practice of infrared spectroscopy. Pye Unicam. Cambridge. 63 pages.

RAD, U. von et RÖSCH, H. (1974). — Petrography and diagenesis of deep-sea cherts from the central Atlantic. *In* « Pelagic sediments », Int. Ass. Sedim. spec. publ. nº 1, p. 327-347.

RAD, U. von, RIECH, V. et RÖSCH, H., (1978). — Silica diagenesis in continental margin sediment off northwest Africa. *In* LANCELOT, Y., SEIBOLD, E. *et al.*, In. Rept. DSDP, vol. XLI, U.S. Gov. Print. Off. Washington, p. 879-905.

RATEEV, M. A., GORBUNOVA, Z. N., LIZITZIN, A. P. et NOSOV, G. L., (1969). — The distribution of clay minerals in the ocean. *Sedimentology*, **13**, p. 21-43.

RIVELINE-BAUER, J., (1965). — Étude sédimentologique des principaux faciès du Turonien de Touraine. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (7), *VII*, p. 323-326.

ROSS, S. D., (1974a). — Phosphates and other oxy-anions of group V. *In* The infrared spectra of minerals. V. C. FARMER, ed. Min. Soc., Mono. nº 4. Londres, p. 383-422.

Source : MNHN, Paris

Ross, S. D., (1974b). — Sulphates and other oxy-anions of group VI. *In* The infrared spectra of minerals. Min. Soc., Mono. nº 4, V. C. Farmer, ed. Londres, p. 423-444.

Russel, J. D. et Farmer, V. C., (1964). — Infrared spectroscopic study of the dehydratation of montmorillonite and saponite. *Clay Min. Bull.*, **5**, p. 443-464.

Ryskin, Y. I., (1974). — The vibration of protons in minerals : hydroxyls, water and ammonium. *In* The infrared spectra of minerals. Min. Soc., mono. nº 4, Farmer, V. C., ed. Londres, p. 137-182.

Sassi, S. et Jacob, C., (1972). — Découverte de clinoptilolite dans le bassin phosphaté de Metlaoui (Tunisie). *C.R. AC. Sci., D*, **274**, p. 1128-1131.

Schink, D. R., Fanning, K. A. et Pilson, M. E. Q., (1974). — Dissolved silica in the upper pore-water of the Atlantic ocean floor. *J. Geophys. Res.*, **79**, p. 2243-2250.

Schink, D. R., Guinasso Jr, N. L. et Fanning, K. A., (1975). — Processes affecting the concentration of silica at the sediment-water interface of the Atlantic ocean. *J. Geophys. Res.*, **80**, p. 3013-3031.

Schink, D. R. et Guinasso Jr, N. L., (1977). — Effects of bioturbation on sediment-sea water interaction. *Mar. Geol.*, **23**, 1/2 (spec. issue), p. 133-154.

Schlich, R., (1974). — Structure et âge de l'océan Indien. Thèse d'État. Paris VI. 144 pages.

Sclater, J. G., von der Borsch, C. *et al.*, (1974). — Regional synthesis of the deep sea drilling from Leg 22 in the eastern Indian ocean. *In* von der Borsch, C., Sclater, J. G. *et al.*, In. Rept. DSDP, vol. XXIf. U.S. Gov. Print. Off. Washington, p. 815-831.

Sheppard, R. A., Gude, A. S. IIf et Griffin, J. J., (1970). — Chemical composition and physical properties of phillipsite from the Pacific and Indian oceans. *Amer. Min.*, **55**, p. 2053-2062.

Siffert, B., (1962). — Quelques réactions de la silice en solution : la formation des argiles. Mém. Serv. Carte Géol. Als-Lorr. nº 21. Strashourg, 86 pages.

Simpson, E. S. W., Schlich, R. *et al.*, (1974). — Initial Report of the DSDP, Leg 25. U.S. Gov. Print. Off, Washington, 884 pages.

Stein, C. L. et Kirpatrick, R. S., (1976). — Experimental porcelanite recrystallisation kinetics : a nucleation and growth model. *J. Sed. Petr.*, **46**, p. 430-435.

Steinberg, M., (1970). — Contribution de la sédimentation et de la géochimie à l'étude des formations continentales azoïques. Faciès sidérolithique du détroit poitevin. Mém. édité par le Comité des travaux Historiques et scientifiques. nº 3. Min. Educ., éditeur. Paris. 175 pages.

Stonecipher, S. A., (1976). — Origin, distribution and diagenesis of phillipsite and clinoptilolite in deep-sea sediments. *Chem. Geol.*, **17**, p. 307-318.

Valensi, L., (1953). — Microfossiles des silex du Jurassique moyen. Remarques pétrographiques. Mémoire Soc. Géol. Fr. nº 68.

Vergès, E., (1979). — Conditions d'accumulation des métaux : Al, Fe, Mn, Ni, Cu, Co et Mg dans les sédiments superficiels de l'océan Indien. Implications géochimiques. Thèse 3e cycle. Paris VI. 86 pages.

Wada, K. et Greensland, D. J., (1970). — Selective dissolution and differential infrared spectroscopy for characterization of « amorphous » constituants in soil clays. *Clay Minerals*, **8**, p. 241-254.

Wey, R. et Siffert, B., (1962). — Réactions de la silice moléculaire en solution avec les ions Al^{3+} et Mg^{2+}. *In* « Genèse et synthèse des argiles », coll. CNRS nº 105, Paris, p. 11-24.

Whelan, J. A. et Goldich, S. S., (1961). — New data lor hisingérite and neotocite. *Amer. min.*, **46**, p. 1412-1423.

White, W. B., (1974a). — Order-disorder effects. *In* The infrared spectra of minerals. V. C. Farmer, ed. Min. Soc., mono. nº 4. Londres, p. 87-110.

White, W. B., (1974b). — The carbonate minerals. *In* The infrared spectra of minerals V. C. Farmer, ed. Min. Soc., mono. nº 4. Londres, p. 227-284.

Willey, J. D., (1975a). — Reactions which remove dissolved Aluminium from seawater. *Mar. Chem.*, **3**, p. 227-240.

Willey, J. D., (1975b). — Silica-alumina interactions in sea water. *Mar. Chem.*, **3**, p. 241-251.

Winterer, E. L., Ewing, J. I. *et al.*, (1973). — Initial Report of the DSDP. Volume XVII. U.S. Gov. Print. Off. Washington.

Wise, W. S., Nokleberg, W. J. et Kokinos, M., (1969). — Clinoptilolite and ferierite from Agoura, California. *Amer. Min.*, **54**, p. 887-895.

Source : MNHN, Paris

Wise, W. S., Buie, B. F. et Weaver, F. M., (1972). — Chemicaly precipitated sedimentary cristobalite and the origin of chert. *Eclog. Geol. Helv.*, **65**, p. 157-163.

Wise, W. S. et Weaver, F. M., (1974). — Chertification of oceanic sediments. *In* Spec. publ. Int. Ass. Sedim., I, p. 301-326.

Wite, J. F. et Corwin, J. F., (1961). — Synthesis and origin of chalcedony. *Amer. Min.*, **46**, p. 112-119.

Wollast, R. (1974). — The silica problem. *In* The sea, vol. 5 : Marine chemistry. Goldberg, ed., p. 359-392.

Zemmels, I. et Cook, H. E., (1973). — X-Ray mineralogy of sediments from the central Pacific ocean. *In* Winterer, E. L., Ewing, J. I. *et al.*, In. Rept. DSDP, vol. XVII. U.S. Gov. Print. Off. Washington, p. 517-560.

Source : MNHN, Paris

TROISIÈME PARTIE

ANNEXES

Source : MNHN, Paris

Source : MNHN, Paris

ANNEXES

DESCRIPTION DE QUELQUES CAROTTES

Les carottes décrites en annexes ont été choisies en fonction de ce qu'elles pouvaient apporter à la compréhension du texte : il n'a pas été possible de reproduire toutes celles qui ont été étudiées. Les sites correspondants sont figurés sur la carte de situation des carottes citées (fig. I.1).

Les logs lithologiques ont été regroupés à part pour la commodité de la pagination. Les constituants majeurs (voir explication des figurés) sont représentés avec leurs proportions : les pourcentages sont cumulés de 0 à 100 % de la gauche vers la droite. Souvent, la proportion de certains constituants a été exagérée pour mieux rendre compte des passages de faciès ou de leur particularité. Les constituants mineurs sont représentés par leur symbole en surimpression. Les sédiments superficiels manquant souvent dans les carottes à piston, les logs ont été complétés à l'aide des carottiers pilotes.

La description lithologique est basée sur l'analyse des frottis au microscope. Elle comprend la description de tous les constituants, majeurs ou en traces, l'habitus des minéraux et la caractérisation des faciès. La classification adoptée est celle proposée par Leclaire et Clocchiatti (1978). Les faciès ont été définis au microscope, mais surtout à partir des données infrarouges chiffrées. Dans le cas de passage de faciès, les carottes ont été subdivisées en unités décrites séparément.

Des analyses infrarouges sont fournies pour les grandes unités, afin d'illustrer les variations qualitatives et quantitatives des constituants. Seuls les plus importants, ou déterminables en mélange en infrarouge, ont été quantifiés : les pourcentages cumulés arrivent rarement à 100 %. Les constituants non comptabilisés (mais décrits au microscope) sont essentiellement des minéraux lourds, des feldspaths, des verres volcaniques et plus rarement des oxydes métalliques. Ils peuvent avoir de l'importance dans certains secteurs :

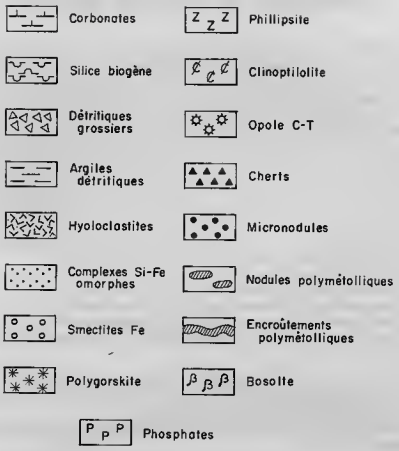
— dans le bassin de Crozet où la fraction glacio-détritique est relativement importante ;
— dans les hémipélagites du nord-ouest du bassin de Madagascar, où les constituants purement pélagiques peuvent ne pas dépasser 40 % du sédiment brut ;
— à proximité de la ride du 90° Est, les produits hyaloclastiques sont parfois abondants dans les sédiments pléistocènes.

La silice amorphe citée dans les analyses infrarouges est exclusivement d'origine biogène (tests d'organismes biosiliceux).

A la fin des fiches de description sont parfois précisées des remarques concernant des particularités de la série lithologique. Lorsque des boues rouges azoïques sont présentes, un âge est proposé à partir de la séquence silicatée.

Source : MNHN, Paris

SYMBOLES



Source : MNHN, Paris

BASSIN DE CROZET

MD 75070

4 313 mètres *Est du bassin de Crozet*

Boues calcaires (organismes siliceux en traces) d'âge pléistocène. Nombreuses passées moins riches en carbonates. Diminution des carbonates à la base, avec enrichissement corrélatif en complexes amorphes, abondants dans toute la série, sous forme de particules rondes. Présence d'amas globulaires amorphes à la base. Hydroxydes métalliques plus ou moins abondants suivant les niveaux. Micronodules abondants entre -7 et -9 m. Traces de silice biogène jusqu'à la base. A la base également, traces d'amas globulaires pbylliteux. Traces de verres volcaniques au sommet.

I.R.	Top	-4,5 m	Base
Calcite	82	84	68
Complexes	12	12	20
Smectites Fe	—	—	7
Kaolinite	—	—	2
Quartz	t	t	t

MD 75073

4 755 mètres *Centre du bassin de Crozet*

Boues carbonatées brunes à débris biosiliceux. Fraction carbonatée très largement dominée par les coccolithes, en proportion rapidement variable, entre moins de 1 % et plus de 70 %. Variations quantitatives des constituants biosiliceux plus modestes (Diatomées surtout, accompagnées de Radiolaires, de spicules de Spongiaires et de silicoflagellés). Les détritiques grossiers (quartz, feldspaths, pyroxènes, verres volcaniques et palagonite) représentent toujours moins de 5 % du sédiment. Absence totale d'hydroxydes métalliques mais abondance et constance de minéraux opaques : vraisemblablement, pyrite altérée. Fraction argileuse le plus généralement invisible. Complexes amorphes, très abondants. Ils constituent la matrice du sédiment. Leur relief très voisin de celui du baume et leur absence de couleur les rendent très difficiles à observer au microscope. Quelques gros amas globulaires visibles nettement dans la moitié inférieure de la carotte. En dessous de -2 m, quelques amas pbylliteux, surtout à la base (smectites ferrifères). Absence de zéolites. A partir de -10 m, variations quantitatives des différents constituants plus rapides et plus fréquentes.

I.R.	(0-10 m)	-15 m
Calcite	65 – 22	39
Complexes	25 – 45	31
Smectites Fe	— – 10	15
Kaolinite	t – 3	2
Chlorites	t – t ?	t ?
Quartz	2 – 3	4
Silice amorphe	2 – 18	4

Source : MNHN, Paris

Source : MNHN, Paris

MD 75074

4 942 mètres *Centre du bassin de Crozet*

Boues rouges à smectites ferrifères. Présence d'organismes siliceux. Composition lithologique très homogène dans toute la carotte. Silice biogène bien représentée (Radiolaires, Diatomées, spongiaires, silico-flagellés) en augmentation vers la base. Détritiques grossiers (glacio-détritique) en proportion stable. Grains de détritiques (à dominante de quartz et, en moindre proportion, de pyroxènes), le plus souvent très gros et à angles aigus. Particules argileuses dispersées dans un voile de complexes amorphes extrêmement pâles, difficiles à observer ; l'ensemble formant une matrice compacte, bien affirmée en dessous de -1 m. Amas globulaires phylliteux hyalins courants. Traces sporadiques de carbonates. Traces de palagonite. Minéraux opaques courants. Série entrecoupée de fins niveaux indurés, de même lithologie.

I.R.	-2 m	-17 m
Complexes	45	35
Smectites Fe	33	28
Kaolinite	3	4
Quartz	3	3
Silice amorphe	6	14

Remarque :

Complexes amorphes très pâles (hyalins) et à relief proche de celui du baume, vraisemblablement pauvres en Fer Absence d'hydroxydes métalliques. Minéraux opaques (probablement de la pyrite : Fe^{++}) relativement abondants.

MD 75075

4 700 mètres *Nord du bassin de Crozet*

I. — *Boues carbonatées brunes* plio-pléistocènes à restes biosiliceux. Variations par saccades des carbonates. Fraction biosiliceuse importante dans les 15 premiers mètres, absente ou rare en dessous. Détritiques grossiers (quartz) en proportions toujours inférieures à 5 %. Fraction argileuse diffuse, très faible sauf dans les derniers mètres. Complexes amorphes très abondants, mais le plus souvent peu visibles : fines particules jaunes très pâles. Gros amas globulaires abondants, hyalins et isotropes, englobant vers la base des particules argileuses. Rares amas globulaires phylliteux vers la base. Traces de verres volcaniques. Traces partout de micronodules et d'hydroxydes métalliques, localement plus abondants.

II. — *Les boues rouges* basales ont le même faciès, mais sans constituants biogènes. Fines baguettes de phillipsite (traces) dans les boues rouges.

I.R.	-4 m	-16 m	-17 m
Calcite	40	32	—
Complexes	32	35	37
Smectites Fe	12	24	39
Kaolinite	2	3	7
Quartz	2	3	4
Silice amorphe	3	—	—

Remarques :

— Lacune au sommet de la zone NN 21 (Pléistocène supérieur), soulignée par un banc de nodules.

— Deux autres hiatus à la base, également marqués par des bancs de nodules (notamment à la limite supérieure des boues rouges).

Âge probable des boues rouges : Pliocène moyen.

Source : MNHN, Paris

MD 75077

4 702 mètres *Nord du bassin de Crozet*

I. — *Boues carbonatées brunes à restes biosiliceux.* Épais de 20 cm, ce niveau repose abruptement sur les boues rouges. Complexes amorphes bien représentés : grosses particules rondes, de teinte jaune pâle. Présence d'hydroxydes métalliques.

	I.R.
Calcite	41
Complexes	35
Smectites Fe	10
Kaolinite	2
Quartz	3
Feldspaths	t
Silice amorphe	7

II. — *Boues rouges argileuses à smectites ferrifères.* Présence de micronodules. Matrice argileuse compacte, parfois en amas globulaires (surtout vers la base). Hydroxydes métalliques abondants. Micronodules très abondants, un peu moins à la base. Complexes amorphes diffus, mal individualisés dans la partie supérieure. Beaucoup mieux représentés dans la partie inférieure (particules rondes, peu colorées). Fraction détritique grossière (quartz, feldspaths, pyroxènes) peu abondante. Phillipsite très rare au sommet (fins cristaux), plus abondante vers le bas, en gros cristaux brisés à l'extrême et fortement alvéolés. Plusieurs niveaux de nodules entre 0,2 m et 1 m.

	I.R.
Calcite	1
Complexes	24
Smectites Fe	41
Kaolinite	7
Quartz	6
Feldspaths	t
Phillipsite	t

III. — *Basalte.*

Âge probable des boues rouges : Pliocène supérieur (sommet de l'unité) à Pliocène moyen (base de l'unité).

MD 75078

4 200 mètres *Nord du bassin de Crozet*

Boues calcaires blanches plio-pléistocènes à traces d'organismes siliceux au sommet. *Boues carbonatées brunes* à zéolites à la base. La zone NN 21 manque au sommet de la carotte : en dessous d'une croûte à oxydes, on trouve directement le Pléistocène moyen (NN 20). Les carbonates (surtout des nannofossiles) sont le constituant majeur sur tout le profil. Complexes amorphes abondants dans toute la carotte : particules jaunes. Amas globulaires amorphes abondants seulement en dessous de 5,5 m. Hydroxydes métalliques présents partout. Détritiques grossiers peu abondants. Débris biosiliceux (Diatomées, Radiolaires, spicules de Spongiaires) courants au sommet, disparaissant en dessous de -1 m. Quelques débris de spicules de spongiaires vers -7,5 m. Micronodules rares (surtout vers la base). Phillipsite présente en dessous de -6,5 m, en nombreux cristaux ténus. Elle prend de l'importance à la base de la carotte. Présence d'un banc de nodules vers -3,6 m et d'une croûte à oxydes vers -5,8 m.

Source : MNHN, Paris

Source : MNHN, Paris

I.R.	Sommet	-2 m	-3,5 m	-5 m	-8 m
Calcite	79	63	66	54	48
Complexes	15	22	20	22	20
Smectites Fe	—	t	9	16	22
Kaolinite	t	t	2	2	2
Quartz	t	t	t	1	2
Phillipsite	—	—	—	—	t
Silice amorphe	t	—	t	—	—

MD 76104

4 867 mètres *Bassin de Crozet Sud*

I. — *Boue rouge carbonatée à organismes siliceux*, datée du Pléistocène moyen (nannofossiles et Radiolaires). Complexes amorphes abondants, assez colorés. Détritiques grossiers (glacio-détritique) assez abondants (quartz, feldspaths, pyroxènes, amphiboles). Verres volcaniques présents. Fraction argileuse non visible. Diatomées dominant la fraction biosiliceuse. Banc de nodules à la base de l'unité.

I.R.	
Calcite	15
Complexes	55
Kaolinite	t
Quartz	5
Feldspaths	A
Silice amorphe	4

II. — *Boue rouge argileuse à smectites ferrifères.* Présence d'organismes siliceux. Passage brutal de l'unité I à l'unité II, avec lacune de la zone A3 (Radiolaires, partie supérieure du Pléistocène inférieur) soulignée par le banc de nodules. Tendance à la diminution de la silice biogène vers le bas, avec des saccades. Glacio-détritique (voir ci-dessus) en proportion importante, surtout dans le premier mètre. Complexes amorphes figurés au sommet ; dans le reste de l'unité, intimement mélangés aux smectites ferrifères et difficiles à estimer au microscope. Dans les 50 premiers centimètres, des passés à smectites ferrifères au sein de sédiments à complexes amorphes (remaniements). Hydroxydes métalliques très rares. Minéraux opaques présents, surtout vers le haut.

I.R.	-0,40 m	-2,10 m	-4,40 m
Calcite	t	t	—
Complexes	38	45	36
Smectites Fe	24	24	43
Kaolinite	2	3	5
Quartz	7	3	7
Feldspaths	P	t	t
Silice amorphe	5	16	t

III. — *Boue rouge argilo-détritique à smectites ferrifères.* Diminution du glacio-détritique vers la base. Matrice compacte de smectites ferrifères et de complexes silico-ferriques indifférenciés. Ces derniers ne sont pas figurés séparément. Hydroxydes métalliques présents dans toute l'unité. Traces de Diatomées au sommet. Phillipsite très fine, présente à la base. Les constituants silico-ferriques amorphes et cristallisés représentent plus de 70 % du sédiment à la base. Quatre niveaux à nodules dans l'unité.

I.R.	-8,1 m
Complexes	30
Smectites Fe	42
Kaolinite	5
Quartz	6
Silice amorphe	—
Phosphates	t
Phillipsite	P

Remarque :

La fraction glacio-détritique n'est pas chiffrée.

Âge probable des boues rouges : Pliocène inférieur à Miocène supérieur à la base.

Source : MNHN, Paris

MD 76108

5 167 mètres *Centre du bassin de Crozet*

I. — *Boues rouges argilo-détritiques à organismes siliceux* (20 cm). Détritiques grossiers (quartz, feldspaths, plagioclases, pyroxènes) particulièrement abondants avec des traces de verres volcaniques et d'ilménite. La palagonite est courante. Gros amas argileux abondants. Très peu de complexes amorphes, en particules isolées, très pâles. Par contre, abondance des minéraux opaques (pyrite ?). Limite inférieure de l'unité soulignée par un banc de nodules.

II. — *Boues rouges argilo-détritiques à débris biosiliceux* (Radiolaires, Diatomées, Spongiaires) en proportion beaucoup plus faible, décroissant encore vers le bas. Complexes amorphes mieux représentés et minéraux opaques moins abondants. Amas globulaires argileux (probablement smectites Fe) mieux formés. Fraction détritique identique (nature et %) à l'unité I.

I.R.	
Complexes	30
Smectites Fe	34
Kaolinite	5
Quartz	4
Pyroxènes (?)	P
SiO_2 amorphe	t

III. — *Boues rouges argileuses à smectites ferrifères.* Faciès nettement différent, avec l'absence de minéraux opaques et, au contraire, abondance des hydroxydes métalliques rouges. Complexes amorphes bien individualisés qu'à la base. Au-dessus, ils sont associés aux smectites ferrifères en gros amas globulaires hyalins, cristallisés en mosaïque. Détritiques grossiers peu abondants ; feldspaths et pyroxènes disparaissent vers la base où le quartz est en plus forte proportion. Phillipsite à partir de -4,5 m, en très fins cristaux irréguliers. Sa teneur augmente vers la base, mais ne dépasse pas 2 % environ. Extrême base marquée par la présence de clinoptilolite (traces).

I.R.	Sommet	-4 m	-5 m	Base
Complexes	35	30	29	29
Smectites Fe	34	54	54	54
Kaolinite	5	8	8	8
Quartz	4	7	6	6
Calcite	t	—	t	t
Pyroxène	P	—	—	—

Âge probable des boues rouges : Unité II : Pliocène (moyen ?) — Unité III : Miocène supérieur et moyen.

MD 76111

4 630 mètres *Sud du bassin de Crozet*

I. — *Boues rouges à organismes calcaires et siliceux* (Diatomées, Radiolaires et spicules de Spongiaires). Complexes amorphes très abondants : particules jaunes à fort relief et amas globulaires isotropes. Fraction argileuse peu visible. Palagonite courante. Détritiques grossiers présents (environ 5 %) : quartz, feldspaths, pyroxènes. Minéraux opaques courants.

II. — *Boues rouges argileuses.* Débris biosiliceux au sommet. Minéraux opaques présents jusqu'à -1 m, absents en dessous. Fraction détritique grossière en proportion stable dans toute l'unité (entre 5 et 10 %) :

Source : MNHN, Paris

quartz, feldspaths et pyroxènes dans les premiers centimètres ; essentiellement du quartz en dessous. Complexes amorphes très fins, mieux individualisés à la base. Fond de particules argileuses très important, avec amas globulaires de smectites ferrifères (deviennent rares à la base). Pourcentage de zéolites constant dans les deux premiers mètres, en augmentation à la base. Phillipsite dominant dans les deux premiers mètres, la clinoptilolite en dessous. Au sommet de l'unité : clinoptilolite abondante, corrodée à l'extrême et brisée, associés à des Discoasters éocènss remaniés. Passage à l'unité I brutal et souligné par un banc de nodules marquant un hiatus. Limite inférieure encore plus tranchée, avec une croûte à oxydes polymétalliques séparant l'unité II de l'unité III.

I.R.	Sommst	-1,20 m	Bass
Calcits	t	t	t
Complexes	35	35	20
Smectites Fs	41	40	65
Palygorskite	—	10	
Kaolinits	5	3	t
Quartz	4	6	6
Phillipsits	t	P	—

III. — *Boues calcaires blanches* à palygorskite, Discoasters et carbonate détritique. Complexes amorphes bien représentés (grosses particules et amas globulaires byalins, isotropes). Clinoptilolite abondante, fine, bien cristallisée. Phillipsite présente.

I.R.	
Calcite	80
Complsxss	t
Palygorskits	13
Clinoptilolits (?)	P
Quartz	t

D'une manière générale, toute cette série de boues rouges a un taux de remaniement élevé et, si l'on peut avoir une idée de l'âge de certains constituants, il est beaucoup plus difficile de connaître le moment du dépôt. Seule la base de la série peut être datée plus sûrement de l'Éocène.

Âge probable des boues rouges :

— Sommet : Miocène supérieur. Remaniements éocènes.
— Jusqu'à -2 m : Miocène inférieur à Oligocène. Remaniements éocènes importants.
— Base : Éocène moyen probable.

MD 76112

4 125 mètres *Sud du bassin de Crozet*

I. — *Boues rouges argilo-détritiques à zéolites.* Au sommet de la carotte figure une croûte à oxydes polymétalliques. Fraction détritique grossière constituée de quartz, de feldspaths K, de plagioclases et de pyroxènes. Pyroxènes plus rares vers le bas. Feldspaths potassiques très altérés. Nannofossiles et Foraminifères rares. Matrice du sédiment argileuse, souvent en gros amas hétérogènes. Complexes amorphes, très fins et pâles, difficiles à séparer de la fraction argileuse. Hydroxydes métalliques et micronodules abondants, souvent très gros. Les zéolites, en proportion stable, sont un mélange de clinoptilolite et de phillipsite. Clinoptilolite dominante vers le bas. Quelques fragments phosphatés visibles (apatite ?) à la base. Rares sphérules d'opale-CT au sommet. Passage progressif aux boues carbonatées sous-jacentes.

I.R.	Sommst	-0,50 m	-1 m
Complexes	35	33	23
Smectites Fs	36	15	—
Palygorskite	—	35	21
Kaolinite	4	3	—
Calcits	t	—	30
Quartz	4	3	2
Phillipsite	P	—	—
Clinoptilolite (?)	?	P	P
Francolite	—	8	15

Source : MNHN, Paris

II. — *Boues calcaires blanches* d *nannofossiles*. La teneur en carbonates approche 90 %. Autres constituants de ce fait mal représentés. Complexes amorphes bien formés (grosses particules jaunes et amas globulaires isotropes). Fraction argileuse rarement visible, en gros amas colorés. Quartz rare. Présence dans presque toute l'unité de zéolites : clinoptilolite dominante et traces de phillipsite. Très rares débris de Diatomées (pollution ?). Traces de verres volcaniques. Fraction non carbonatée difficilement déterminable.

I.R.	-1,10 m	-1,40 m	-2 m à 4,40 m
Calcite	55	82	90
Complexes	8	P	t
Palygorskite	22	12	6
Quartz	2	t	—
Clinoptilolite	P	t	—
Francolite	5	2	1

Âge probable des boues rouges : La partie sommitale (sous la croûte à oxydes) est probablement d'âge Miocène moyen et supérieur, avec des constituants éocènes remaniés. Les 50 cm inférieurs peuvent être datés de l'Eocène supérieur. On remarque que toute la partie éocène de la carotte est phosphatée. Il s'agit de fragments de vertébrés fossilisés (francolite).

MD 76113

4 750 mètres *Sud du bassin de Crozet*

I. — *Boues rouges argileuses à restes biosiliceux*. Essentiellement des Diatomées et des Radiolaires dans la fraction biosiliceuse. Très abondants au sommet, diminuent rapidement dans les premiers centimètres. Débris biosiliceux rares à la base de l'unité. Détritiques grossiers abondants : quartz, feldspaths, pyroxènes. Carbonate détritique et nannofossiles rares. Verres volcaniques courants. Hydroxydes métalliques courants. Complexes amorphes très pâles, en amas globulaires, mélangés à un fond argileux discret. Proportion d'argiles en augmentation régulière vers le bas. Nodules au sommet.

I.R.	Sommet	Base
Complexes	42	32
Smectites Fe	14	31
Kaolinite	2	4
Quartz	6	4
Calcite	—	t
Silice amorphe	15	t

II. — *Boues rouges à smectites ferrifères*. Fond argileux uniforme, sans structures visibles. Hydroxydes métalliques abondants. Débris de Radiolaires et de Diatomées rares mais constants. Vers -4 m, passée à clinoptilolite (gros cristaux, le plus souvent très altérés). Coccolithes et Discoasters courants dans ces niveaux (matériel probablement remanié). A partir de -5 m, phillipsite constamment présente, en fins cristaux mal cristallisés. Traces de clinoptilolite.

I.R.	
Calcite	t
Complexes	35
Smectites Fe	45
Quartz	3

III. — *Boues rouges à zéolites*. Matrice argileuse mieux définie et mieux structurée que dans les unités supérieures. Nombreux amas globulaires polarisant en « mosaïque ». Hydroxydes métalliques et micronodules présents. Complexes amorphes mieux différenciés : particules jaunes et amas globulaires isotropes. Cette individualisation se perd vers la base. Détritiques moins abondants, en diminution vers le bas (quartz). Débris biosiliceux rares. La phillipsite augmente régulièrement en proportion et en taille vers la base. Clinoptilolite présente à la base. Traces de verres volcaniques et d'ilménite. Banc de nodules à la base.

Source : MNHN, Paris

I.R.	-9 m
Complexes	30
Smectites Fe	55
Kaolinite	2
Quartz	6
Phillipsite	5

Âge probable des boues rouges :

— Unité II : Miocène supérieur à moyen
— Unité III : Miocène moyen et inférieur.

Source : MNHN, Paris

BASSIN DE MADAGASCAR

MD 73010

4 570 mètres *Ouest du bassin de Madagascar*

I. — *Boues calcaires brunes argilo-détritiques à organismes siliceux.* Détritiques grossiers abondants : quartz dominant ; présence de feldspaths altérés et de pyroxènes. Palagonite et verres volcaniques abondants. Débris biosiliceux présents. Complexes amorphes très abondants : particules jaunes et amas globulaires jaunes. Fraction argileuse diffuse. Présence d'amas argileux hétérogènes. Nombreux remaniements mio-pliocènes.

II. — *Boues rouges argilo-détritiques.* Fraction détritique grossière (surtout du quartz) très importante. Palagonite et verres volcaniques abondants. Complexes amorphes très abondants. Amas argileux hétérogènes courants. Matrice argileuse très dense. Traces de silice biogène au sommet. Traces de phillipsite très fine partout, plus abondante à la base. Oxydes métalliques abondants.

	I.R.
Calcite	t
Complexes	44
Kaolinite	14
Gibbsite	≃ 15
Quartz	10
Feldspaths	P

III. — *Boues carbonatées brunes à zéolites.* Complexes amorphes abondants. Détritiques grossiers présents. Phillipsite présente, en gros cristaux bien formés. Fraction argileuse diffuse, peu abondante. Rares amas globulaires phylliteux.

	I.R.
Calcite	50
Complexes	25
Smectites Fe	12
Kaolinite	5
Quartz	2

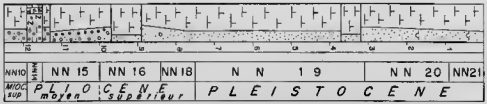
IV. — *Boues rouges argilo-détritiques.* Diminution des détritiques grossiers vers la base. Localement très abondants. Matrice argileuse dense. Complexes amorphes abondants : fines particules et gros amas globulaires. Phillipsite rare, fine. Traces de clinoptilolite (localement). Verres volcaniques abondants.

	I.R.
Quartz	10
Complexes	21
Smectites Fe	≃ 29
Palygorskite	≃ 11
Kaolinite	4,5

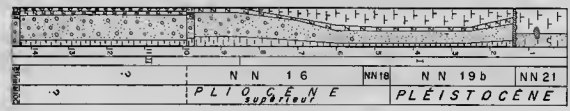
Source : MNHN, Paris

MD 73010

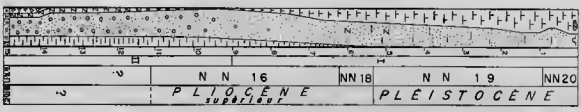
MD 73019



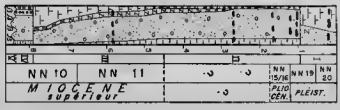
MD 75052



MD 75053



MD 75054



Source : MNHN, Paris

Âge probable des boues rouges : Étant donné la forte proportion de détritiques et les remaniements importants (Éocène à Miocène), on ne peut qu'avoir une idée très grossière de l'âge du dépôt de ces boues rouges.
— Les boues rouges de l'unité II sont très probablement d'âge Quaternaire, peut-être Pliocène supérieur pour la base.
— Unité IV : Oligocène supérieur à Miocène inférieur.

MD 73019

4 230 mètres *Sud du bassin de Madagascar*

Boues calcaires blanches d'âge Miocène et Quaternaire. Passée de *boues carbonatées brunes* d'âge Pliocène. La série est interrompue vers la base par un hiatus mettant en contact la base du Pliocène moyen avec la base du Miocène supérieur. La teneur en carbonates varie par saccades entre 55 et 85 %. Passée de boues rouges vers -11,5 m, au-dessus du hiatus. Complexes silico-ferriques amorphes présents dans la totalité du profil : particules très fines (souvent de taille inférieure à 2 µm), très pâles. Présence courante de gros amas globulaires isotropes, très pâles. Ils semblent mieux définis vers la base. Hydroxydes métalliques et micronodules courants à partir de -7 m, très abondants vers -10 m. Fraction argileuse peu visible, sauf dans la passée de boues rouges (smectites ferrifères). Des amas globulaires phylliteux sont visibles à partir de -10 m. Phillipsite absente jusque vers -11 m. Reste peu abondante en dessous, même dans la passée rouge. Détritiques grossiers présents en permanence (quartz et feldspaths), abondants dans les boues rouges. Présence de débris biosiliceux au sommet. Traces de verres volcaniques partout.

I.R.	Sommet	-7 m	-8,5 m	-10 m	-11,8 m	Base
Calcite	75	75	58	52	11	70
Complexes	17	14	18	20	35	14
Smectites Fe	—	t	15	16	37	12
Kaolinite	t	t	3	4	10	2
Gibbsite	t	t	—	—	—	—
Chlorites	t	t	—	—	—	—
Illite	t	t	t	—	—	—
Quartz	t	t	2	3	4	1

Remarque :

La fraction argileuse détritique, représentant le plus souvent moins de 2 % du sédiment, n'a pu être définie qu'après décarbonation et tamisage (25 µm). Kaolinite et gibbsite y participent pour plus de 80 % (surtout la kaolinite). La gibbsite n'est présente qu'au Quaternaire. Dans les boues rouges pliocènes, cette fraction argilo-détritique n'atteint pas 20 % de l'ensemble.

MD 75052

4 190 mètres *Est du bassin de Madagascar*

I. — *Boues carbonatées brunes.* Une fine croûte à oxydes métalliques sépare les boues carbonatées à organismes siliceux des boues carbonatées à zéolites sous-jacentes. Phillipsite relativement abondante, soit en fines baguettes, soit au contraire en très gros cristaux, souvent maclés. Hydroxydes métalliques courants. Micronodules présents. Les complexes amorphes sont très abondants : grosses particules jaune pâle à ocre. Discoasters présents dans toute la série à zéolites, mais vraiment abondants qu'à partir de -5,60 m (passage au Pliocène).

I.R.	Sommet	-5 m
Calcite	25	47
Complexes	40	27
Smectites Fe	—	15
Kaolinite	8	4
Gibbsite	5	t
Quartz	2	1
Phillipsite	—	5

Source : MNHN, Paris

II. — *Boues rouges argileuses à smectites ferrifères et zéolites*, riches en hydroxydes. Micronodules courants. Détritiques abondants (pyroxènes, quartz, feldspaths). Matrice argileuse diffuse, devenant plus compacte vers le bas, où l'on trouve des amas globulaires phylliteux. Phillipsite assez grosse, souvent maclée et « corrodée ». Ilménite courante. Passées carbonatées.

I.R.	-10 m	Base
Calcite	—	16
Complexes	30	39
Smectites Fe	34	25
Kaolinite	16	6
Gibbsite	3	—
Phillipsite	6	12
Quartz	3	—
Feldspaths	—	t

Âge probable des boues rouges :

— Sommet : Pliocène moyen
— Base : Pliocène inférieur à Miocène supérieur.

MD 75053

4 088 mètres *Est du bassin de Madagascar*

I. — *Boues carbonatées à débris biosiliceux* au sommet. Les complexes amorphes sont le constituant majeur de la fraction non carbonatée : grosses particules rondes jaune pâle à ocre, à faible relief positif, avec quelques gros amas globulaires. Hydroxydes présents, mais en faible proportion ; micronodules présents en dessous de -6 m. Phillipsite en trace jusqu'à -4 m (gros cristaux très abîmés). Elle devient plus abondante entre -4 m et -7 m, en fins cristaux (2 % ?), puis diminue jusqu'au bas de l'unité. Ilménite courante. Discoasters courants dans tout le Quaternaire (remaniements). Détritiques courants en dessous de -6 m. Traces d'amas globulaires phylliteux à la base de l'unité. Passage aux boues rouges sous-jacentes progressif, par diminution des carbonates. Un nodule au sommet.

I.R.	-1 m
Calcite	59
Complexes	30
Kaolinite	5
Gibbsite	t
Quartz	t

II. — *Boues rouges à smectites ferrifères et zéolites*. Fraction argileuse diffuse. Complexes amorphes majeurs (très grosses particules, assez pâles). Les amas globulaires phylliteux (smectites Fe) ne sont bien individualisés que vers la base. La phillipsite augmente progressivement vers le bas : fine au départ, et en grosses lattes vers le bas. Macles courantes. Clinoptilolite très rare (gros cristaux corrodés). Traces de Discoasters. Hydroxydes métalliques présents, abondants à la base. Les détritiques grossiers (quartz, Feldspaths altérés et Pyroxènes) ne sont abondants qu'à la base. Traces de verres volcaniques et de palagonite à la base.

I.R.	-11 m
Calcite	t
Complexes	28
Smectites Fe	36
Kaolinite	15
Gibbsite	3
Quartz	2

III. — *Boues carbonatées brunes à zéolites*. Fraction carbonatée essentiellement sous la forme de Discoasters (1 à 5 %). Complexes amorphes abondants. Hydroxydes métalliques en faible proportion. Phillipsite

Source : MNHN, Paris

abondante, bien cristallisée en grandes lattes. Traces de clinoptilolite. Fraction argileuse diffuse (détritique ?) et en amas globulaires à structure en mosaïque (smectites ferrifères).

I.R.	
Calcite	t
Complexes	32
Smectites Fe	30
Kaolinite	10
Quartz	1
Phillipsite	18

Âge probable des boues rouges : Pliocène moyen (sommet), Pliocène inférieur à Miocène terminal (base).

MD 75054

4 000 mètres *Est du bassin de Madagascar*

I. — *Boues carbonatées brunes*, pléistocènes. Complexes amorphes très abondants. Phillipsite présente : cristaux de toutes tailles, très altérés. Discoasters courants. Amas globulaires amorphes, byalins, courants. Un banc de nodules au sommet.

II. — *Boues rouges argileuses*. Pas de transition entre l'unité I et l'unité II. Quatre bancs de nodules entre -1 m et -3 m. Carbonates présents au sommet, disparaissant vers -2 m. La phillipsite, présente dès le sommet de l'unité, augmente progressivement vers le bas. Parallèlement, la taille des cristaux augmente. La fraction argileuse ne devient observable qu'à partir de -3 m, de même que les détritiques grossiers (quartz, feldspaths, pyroxènes). Les complexes amorphes représentent le constituant majeur : particules de toutes tailles, assez colorées (probablement riches en Fer). Hydroxydes métalliques abondants : micronodules courants.

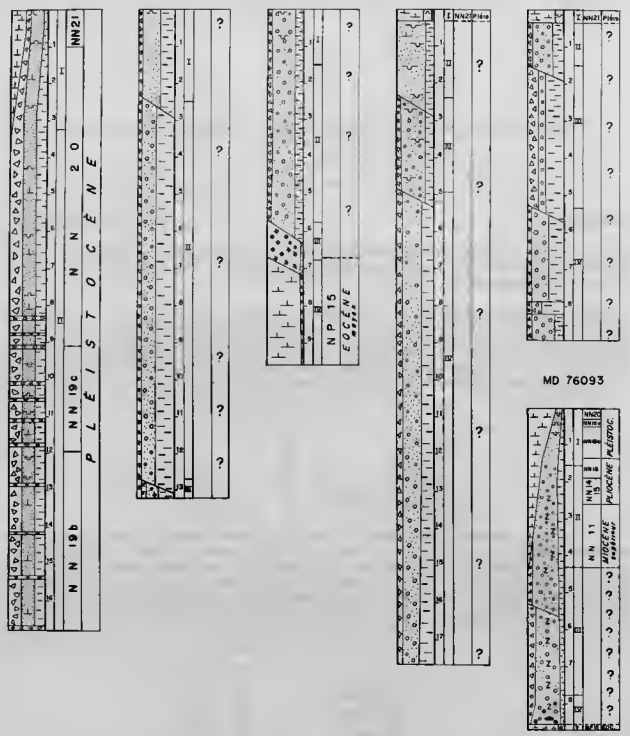
I.R.	-1,5 m	-4,5 m
Calcite	4	8
Complexes	48	39
Smectites Fe	17	22
Kaolinite	10	6
Gibbsite	2	—
Quartz	2	t
Phillipsite	10	15

III. — *Boues carbonatées brunes à zéolites*, d'âge Miocène. La fraction carbonatée (surtout des Discoasters au sommet) augmente progressivement vers le bas. La phillipsite, abondante au sommet, diminue légèrement vers le bas ; la taille moyenne des cristaux diminue également. A la base de l'unité, cristaux fortement alvéolés et empâtés par une épaisse couche de particules de complexes amorphes. Fraction argileuse et détritiques grossiers (quartz, feldspaths, pyroxènes) faibles. Détritiques souvent recouverts d'une fine pellicule d'amorphes. Hydroxydes abondants ; micronodules courants. Complexes amorphes très abondants : particules en moyenne assez grosses, peu colorées, à relief faible. Un banc de nodules vers -6 m.

I.R.	-7,5 m
Calcite	47
Complexes	26
Smectites Fe	16
Kaolinite	4
Quartz	t
Phillipsite	5
Hydroxydes	t

IV. — *Boues rouges métallifères à zéolites*. Discontinuité entre les unités III et IV. Phillipsite abondante (mêmes caractères qu'à la base de l'unité précédente). Détritiques présents, souvent très gros (feldspaths et

Source : MNHN, Paris



Source : MNHN, Paris

pyroxènes). Argile diffuse, en faible proportion. Complexes amorphes très abondants, assez colorés, avec un fort relief. Hydroxydes métalliques très abondants.

V. — *Basalte altéré.* L'ogive du carottier a recueilli des fragments de basalte faiblement altéré, emballés dans une boue rouge carbonatée (Discoasters) argileuse et à phillipsite.

Âge probable des boues rouges (unité II) : Pliocène moyen à inférieur.

MD 76088

4 575 mètres *Nord du bassin de Madagascar*

I. — *Hémipélagites brunes à organismes siliceux* (Holocène). Les carbonates diminuent rapidement vers la base de l'unité. Organismes siliceux courants : Radiolaires, Diatomées et spicules de Spongiaires. Complexes amorphes abondants (particules jaunes, assez foncées). Gros amas argileux hétérogènes abondants. Détritiques abondants : quartz, plagioclases, pyroxènes. Les pyroxènes sont les minéraux dominants de la fraction détritique grossière. Hydroxydes métalliques présents. Minéraux opaques abondants (magnétite ?).

	I.R.
Calcite	22
Complexes	25
Kaolinite	6
Gibbsite	2
Silice amorphe	t
Pyroxènes	P
Quartz	t

II. — *Hémipélagites argilo-détritiques à passées volcano-détritiques.* Traces de nannofossiles dans toute l'unité. Traces de silice biogène jusqu'à -13 m. Fraction détritique grossière (uniquement pyroxènes et plagioclases) très importante. Matrice argileuse compacte. Hydroxydes métalliques présents. Minéraux opaques courants. Présence de nombreux lits volcano-détritiques, à pyroxènes et feldspaths.

	I.R.
Calcite	1
Complexes	14
Smectites Fe	10
Pyroxènes	A ?
Feldspaths	A ?
Kaolinite	2
Gibbsite	t

Remarque :

Les constituants purement pélagiques sont dilués par les apports volcano-détritiques massifs, dus à la proximité du volcan de La Réunion. De ce fait, la série quaternaire est dilatée.

MD 76089

4 900 mètres *Nord du bassin de Madagascar*

I. — *Boues rouges argilo-détritiques à kaolinite et complexes amorphes.* Complexes amorphes très abondants : fines particules jaune paille à relief élevé. Hydroxydes métalliques courants. Détritiques (feldspaths, pyroxènes) très gros, abondants (15 % ?). Gros grains de quartz plus rares. Verres volcaniques présents. Nombreuses masses compactes de particules argileuses. Traces de Diatomées.

Source : MNHN, Paris

I.R.	
Complexes	40
Kaolinite	16
Gibbsite	10
Quartz	4
Pyroxènes	A
Feldspaths	P

II. — *Boues rouges argilo-détritiques à kaolinite et smectites ferrifères.* Détritiques grossiers moins abondants. Verres volcaniques courants. Rares débris de Radiolaires au sommet. Matrice argileuse à basse biréfringence de plus en plus compacte vers la base. Gros amas globulaires hyalins (smectites ferrifères). Semis de fines particules argileuses (kaolinite ?). Quartz relativement abondant. Complexes amorphes plus pâles, en particules rondes assez grosses, à faible relief. Traces de nannofossiles et de carbonates détritiques.

I.R.	
Complexes	20
Smectites Fe	37
Kaolinite	30
Quartz	4

III. — *Boues rouges argileuses à phillipsite.* Matrice argileuse compacte, à très basse biréfringence. Nombreux amas globulaires hyalins (smectites ferrifères). Détritiques grossiers en faible proportion. Très grosses particules de complexes amorphes. Cristaux de phillipsite très fins, aciculaires, mal cristallisés, parfois associés en bouquets. Taille en augmentation vers le bas.

Âge probable des boues rouges :

— Unité I : Pléistocène supérieur et moyen
— Unité II : Pliocène moyen à Pléistocène inférieur
— Unité III : Pliocène moyen.

MD 76090

4 785 mètres *Ouest du bassin de Madagascar*

I. — *Boues rouges argileuses à smectites ferrifères.* Présence d'organismes siliceux au sommet, surtout des Diatomées. Nombreux amas globulaires de smectites ferrifères. Présence de gros amas argileux bétérogènes renfermant des particules argileuses. Oxydes métalliques, détritiques grossiers, particules de complexes amorphes et cristaux de phillipsite. Complexes amorphes très abondants dans la matrice, en particules jaunes, assez grosses. Verres volcaniques présents. Détritiques grossiers peu abondants : essentiellement du quartz, traces de pyroxènes. Traces de palagonite. Traces de carbonates. Rares cristaux de phillipsite, très fine. Traces de micronodules. Semis de particules argileuses isolées. Absence de zéolites vers la base de l'unité.

I.R.	
Complexes	50
Smectites Fe	25
Kaolinite	16
Gibbsite	2
Quartz	4

II. — *Boues rouges argileuses à smectites ferrifères et kaolinite.* Même composition lithologique que dans l'unité I, mais sans silice biogène, ni zéolites. Complexes amorphes en très grosses particules. Composition minéralogique sensiblement différente :

Source : MNHN, Paris

I.R.	-3 m	-5 m
Complexes	31	30
Smectites Fe	39	42
Kaolinite	14	8
Quartz	6	6
Palygorskite	6	7

III. — *Boues rouges argileuses à palygorskite.* Matrice argileuse rosée, très biréfringente, compacte. Détritiques grossiers rares. Complexes amorphes très pâles, sous forme d'amas globulaires de grandes dimensions, ou en fines particules.

I.R.	
Complexes	35
Smectites Fe	20
Palygorskite	30
Kaolinite	3
Quartz	5

IV. — *Boues carbonatées blanches à nannofossiles.* Très peu d'éléments figurés visibles en dehors des carbonates (essentiellement des nannofossiles). Amas globulaires de complexes amorphes très pâles, à relief nul. Traces de verres volcaniques.

I.R.	-7 m
Calcite	66
Complexes	t
Palygorskite	27
Kaolinite	1
Quartz	2

Âge probable des boues rouges :

— Unité I : Bien que l'âge proposé pour le dépôt de ces boues rouges soit quaternaire, les remaniements sont importants (Mio-Pliocène).
— Unité II : Miocène inférieur à Oligocène.
— Unité III : Éocène supérieur.

MD 76091

4 785 mètres *Ouest du bassin de Madagascar*

I. — *Boues calcaires blanches à nannofossiles et Foraminifères.* Présence d'organismes siliceux (surtout des spongiaires). Nombreux remaniements mio-pliocènes. Présence de détritiques grossiers (quartz). Traces de verres volcaniques. Traces de palagonite. Traces de micronodules. Particules colorées et amas globulaires de complexes amorphes.

I.R.	
Calcite	70
Complexes	20
Silice amorphe	t
Kaolinite	3
Quartz	2
Gibbsite	t

II. — *Boues rouges à organismes siliceux.* Traces de carbonates (nannofossiles et carbonate détritique). Détritiques grossiers présents : surtout du quartz. Traces de plagioclases et de minéraux lourds. Traces de micro-

Source : MNHN, Paris

nodules. Semis de fines particules argileuses. Gros amas argileux hétérogènes (oxydes métalliques, argiles, complexes amorphes). Fines particules de complexes amorphes, très colorées.

I.R.	
Complexes	52
Smectites Fe	10
Kaolinite	12
Gibbsite	6
Quartz	6
Silice amorphe	t
Feldspaths	t

III. — *Boues rouges argileuses à smectites ferrifères.* Présence de phillipsite et d'organismes siliceux (Diatomées et spongiaires). Complexes amorphes très abondants : particules et amas globulaires jaunes. Amas globulaires byalins de smectites ferrifères très abondants. Détritiques grossiers abondants (quartz, traces de pyroxènes). Traces de carbonates. Traces d'hydroxydes métalliques. Cristaux de phillipsite rares, très fins

I.R.	
Complexes	41
Smectites Fe	29
Kaolinite	13
Quartz	7
Gibbsite	t
Feldspaths	t

IV. — *Boues rouges argileuses à smectites ferrifères.* Présence de phillipsite. Matrice du sédiment formée par de très nombreux amas globulaires hyalins de smectites ferrifères, devenant plus compacte vers la base. Fines particules argileuses disséminées. Fines particules de complexes amorphes, jaune vif. Détritiques grossiers abondants, très arrondis (quartz). Traces de micronodules. Traces de plagioclases. Phillipsite présente dans toute l'unité. Cristaux aciculaires extrêmement fins ; taille en augmentation vers la base : habitus plus trapu, avec figures de croissance.

I.R.	-8 m	-17 m
Complexes	31	28
Smectites Fe	42	43
Kaolinite	13	17
Gibbsite	t	—
Quartz	7	6

Âge probable des boues rouges :

— Unité II : Pléistocène moyen à inférieur
— Unité III : Pliocène supérieur à Pléistocène inférieur
— Unité IV : Pliocène inférieur et moyen.

Remarque :

L'âge de la base de cette série de boues rouges de près de 18 mètres d'épaisseur n'excède vraisemblablement pas 5 M.a. Le taux d'accumulation, très important pour une série rouge, est en grande partie dû à l'abondance des détritiques (grossiers et argileux) et à une suraccumulation.

MD 76092

4 460 mètres *Ouest du bassin de Madagascar*

I. — *Boues calcaires brunes à organismes siliceux* (spongiaires, Radiolaires et surtout Diatomées). Nombreux Discoasters remaniés (Mio-Pliocène). Complexes amorphes présents en grosses particules ocres, et en

Source : MNHN, Paris

encroûtement des détritiques grossiers. Présence d'amas argileux hétérogènes (argiles et oxydes métalliques) Traces d'amas globulaires hyalins de smectites ferrifères. Traces d'hydroxydes. Nombreux amas globulaires de complexes amorphes. Verres volcaniques abondants. Traces de pyroxènes.

II. — *Boues rouges argileuses à smectites ferrifères et kaolinite.* Matrice argileuse compacte : amas globulaires de smectites ferrifères coalescents. Très nombreuses particules de complexes amorphes de toutes tailles, très colorées. Traces d'hydroxydes et de micronodules. Détritiques grossiers relativement abondants (quartz, feldspaths, pyroxènes, verres volcaniques). Nannofossiles courants au sommet, disparaissent vers la base. Présence dans toute l'unité de cristaux de phillipsite aciculaires, fins.

I.R.	
Complexes	24
Smectites Fe	43
Kaolinite	13
Quartz	7
Calcite	t

III. — *Hyaloclastites.* Matrice argileuse compacte, incolore. Pyroxènes très abondants. Traces d'hydroxydes. Absence totale de complexes amorphes et de tous constituants pélagiques.

IV. — *Boues rouges argileuses à smectites ferrifères et kaolinite.* Hyaloclastites interstratifiés (identiques à III). Passage progressif à l'unité supérieure avec diminution des constituants pélagiques. Matrice argileuse peu biréfringente (smectites Fe). Complexes amorphes abondants : particules ocres de toutes tailles et encroûtements de détritiques grossiers. Phillipsite en traces (très fine). Présence de détritiques grossiers (quartz dominant). Traces de pyroxènes. Présence d'hydroxydes métalliques. Traces de micronodules.

I.R.	
Complexes	20
Smectites Fe	51
Kaolinite	18
Quartz	8

Âge probable des boues rouges : Pliocène moyen à inférieur.

Remarque :

Le niveau carbonaté sommital repose en discontinuité sur les boues rouges.

MD 76093

4 222 mètres *Contreforts Est du plateau malgache*

I. — *Boues carbonatées à complexes amorphes.* Traces d'organismes siliceux (surtout des Diatomées et des spongiaires) au sommet. Particules de complexes amorphes jaune vif en augmentation vers la base. Présence de gros amas globulaires de complexes amorphes. Localement, traces de phillipsite et de clinoptilolite (cristaux très fins). Traces de quartz et de verres volcaniques. Pourcentage important de nannofossiles remaniés (Éocène, Miocène et Pliocène).

I.R.	-1,5 m
Calcite	51
Complexes	29
Smectites Fe	7
Kaolinite	6
Gibbsite	t
Quartz	4

Source : MNHN, Paris

II. — *Boues carbonatées brunes à smectites ferrifères.* Présence de phillipsite. Importants remaniements éocènes à pliocènes. Passage progressif vers la base à des boues rouges (unité III). Complexes amorphes très abondants : particules de toutes tailles, très colorées et amas globulaires. Amas globulaires hyalins de smectites ferrifères, rares au sommet, en augmentation vers la base. Hydroxydes métalliques présents. Traces de micronodules. Détritiques grossiers en augmentation constante vers le bas (quartz dominant, traces de pyroxènes). Amas argileux bétérogènes courants. Verres volcaniques courants, surtout à la base. Traces de phillipsite à partir de -2 m, en fins cristaux aciculaires. Taille des cristaux en augmentation constante vers le bas.

I.R.	-2,1 m	-2,6 m	-4 m
Calcite	32	11	6
Complexes	24	26	27
Smectites Fe	30	43	41
Kaolinite	7	9	11
Quartz	4	6	6

III. — *Boues rouges argilo-détritiques à smectites ferrifères.* Matrice argileuse diffuse à biréfringence très basse. Amas globulaires hyalins (smectites ferrifères) courants. Complexes amorphes fins, colorés. Traces de micronodules et d'hydroxydes métalliques. Détritiques grossiers abondants (quartz et verres volcaniques ; traces de plagioclases). Traces de palagonite à la base de l'unité. Phillipsite présente dans toute l'unité, mais avec une teneur fluctuante (variations de la taille des cristaux).

I.R.	-6,5 m
Complexes	20
Smectites Fe	48
Kaolinite	13
Quartz	8

IV. — *Boues rouges argilo-détritiques à smectites ferrifères.* Présence de palygorskite. Même faciès que l'unité précédente, mais diminution des détritiques grossiers et de la phillipsite. Matrice d'amas globulaires de smectites ferrifères.

I.R.	-8 m	-8,5 m
Complexes	25	28
Smectites Fe	47	35
Kaolinite	12	12
Palygorskite	t	12
Quartz	7	7

V. — *Boues calcaires blanches à clinoptilolite.* Fraction carbonatée : coccolithes, Discoasters et carbonate détritique. Foraminifères en traces. Absence totale de complexes amorphes. Absence de détritiques grossiers. Clinoptilolite présente partout, plus grosse et mieux cristallisée à l'extrême base. Assez abondante (environ 4 à 5 %).

I.R.	
Calcite	83
Palygorskite	12
Clinoptilolite	t
Quartz	t

Âge probable des boues rouges :

— Unité III : Miocène supérieur
— Unité IV : Miocène supérieur à moyen, avec des remaniements éocènes.

Remarque :

Série très condensée. La série de boues rouges repose en discontinuité sur l'Éocène moyen-inférieur carbonaté.

Source : MNHN, Paris

Source : MNHN, Paris

MD 76097

4 005 mètres *Contreforts Est du plateau malgache*

I. — *Boues calcaires blanches.* Présence d'organismes siliceux (Diatomées, Radiolaires et spongiaires) au sommet. Complexes amorphes peu abondants (particules jaunes). Traces de verres volcaniques et de pyroxènes. Traces d'hydroxydes. Augmentation de l'importance des complexes amorphes vers la base. Quelques remaniements pliocènes. Traces d'amas globulaires de smectites ferrifères vers la base.

I.R.	-0,7 m	-5,3 m
Calcite	82	78
Complexes	15	13
Smectites Fe	—	5
Kaolinite	1	2
Quartz	t	1

II. — *Boues calcaires blanches.* Présence de phillipsite en traces au sommet de l'unité, augmente en taille et en teneur vers la base (mais reste toujours à faible teneur et très fine). Mâcles courantes. Particules de complexes amorphes souvent assez grosses, toujours assez colorées. Amas globulaires amorphes courants. Traces de minéraux lourds et de verres volcaniques. Amas globulaires de smectites ferrifères courants. A la base, présence d'amas argileux hétérogènes (remaniements).

I.R.	-7 m
Calcite	78
Complexes	14
Smectites Fe	5
Kaolinite	1
Quartz	1

III. — *Boues carbonatées brunes.* Complexes amorphes très abondants : particules fines, colorées et amas globulaires courants. Phillipsite aciculaire, mal cristallisée, peu abondante. Hydroxydes métalliques courants. Traces de micronodules. Traces de minéraux lourds et de verres volcaniques. Traces de quartz.

I.R.	-10 m	-13 m
Calcite	32	25
Complexes	28	23
Smectites Fe	28	39
Kaolinite	7	8
Quartz	4	4

MD 76098

4 160 mètres *Sud-Ouest du bassin de Madagascar*

I. — *Boues calcaires blanches à complexes amorphes.* Présence d'organismes siliceux (surtout des Diatomées ; traces de Radiolaires). Complexes amorphes abondants, sous la forme de particules colorées, rondes, assez grosses (environ 5 à 10 µm). Présence d'hydroxydes métalliques. Traces d'ilménite.

I.R.	
Calcite	69
Complexes	25
Kaolinite	2
Quartz	1

Source : MNHN, Paris

II. — *Boues calcaires brunes à complexes amorphes et smectites ferrifères.* Complexes amorphes plus abondants. Présence d'amas globulaires de smectites ferrifères. Présence de micronodules. Passées très carbonatées plus pures. Passées riches en micronodules, associés en grappes.

I.R.	
Calcite	61
Complexes	23
Smectites	11
Kaolinite	2
Quartz	2

III. — *Boues carbonatées brunes à complexes amorphes et smectites ferrifères.* Traces de phillipsite, en très fins cristaux aciculaires. Gros amas globulaires hyalins, légèrement biréfringents (smectites ferrifères) en proportion croissante vers le bas. Traces de quartz. Traces d'hydroxydes métalliques.

I.R.	
Calcite	49
Complexes	24
Smectites Fe	18
Kaolinite	5
Quartz	2

IV. — *Boues carbonatées brunes à smectites ferrifères et complexes amorphes*, passant à des boues rouges carbonatées. Gros amas argileux hétérogènes. Complexes amorphes abondants, en fines particules rondes, jaunes. Forte proportion d'amas globulaires de smectites ferrifères. Traces d'hydroxydes métalliques. Quartz courant. Traces de verres volcaniques. Phillipsite fine, en augmentation constante vers la base.

I.R.	
Calcite	11
Complexes	30
Smectites Fe	36
Kaolinite	10
Quartz	6

MD 76100

4 460 mètres *Sud du bassin de Madagascar*

I. — *Boues carbonatées*, riches en débris biosiliceux (Diatomées, Radiolaires, spicules de Spongiaires), avec une teneur en carbonates allant de 50 à 75 %. On ne trouve plus que quelques débris de Spongiaires à la base de l'unité. Fraction détritique grossière faible, essentiellement constituée de quartz. Traces de verres volcaniques, de palagonite, de pyroxènes et d'ilménite. Teneur en hydroxydes métalliques et en micronodules de 1 à 2 %. Particules jaunes de complexes amorphes, assez grosses, abondantes. A partir de -5 m, les complexes amorphes sont de plus en plus fréquents sous la forme de gros amas globulaires hyalins. Traces de phillipsite très fine à la base de l'unité.

I.R.	Sommet	Base
Calcite	51	74
Complexes	33	15
Kaolinite	5	2
Quartz	3	1
Silice amorphe	3	—
Smectites Fe	—	7

II. — *Boues carbonatées brunes.* La teneur en carbonates diminue vers la base de l'unité. La présence des smectites ferrifères et l'importance de plus en plus grande qu'elles prennent vers la base est le caractère

Source : MNHN, Paris

dominant de cette unité. Les amas globulaires byalins, biréfringents, sont de plus en plus distincts vers le bas. Ils renferment fréquemment des fragments de coccolitbes. Si les particules jaunes de complexes amorphes sont toujours abondantes, une partie d'entre elles manifeste une certaine biréfringence (base de l'unité). Hydroxydes métalliques et micronodules abondants en dessous de -13 m ; détritiques grossiers plus abondants que dans l'unité précédente : surtout du quartz, sporadiquement des pyroxènes et des verres volcaniques. Phillipsite très fine et rare au sommet, mieux cristallisée, plus grosse et plus courante à la base.

I.R.	Sommet	Base
Calcite	63	16
Complexes	22	31
Smectites Fe	6	36
Kaolinite	3	10
Quartz	2	5

III. — *Boues rouges à zéolites.* Fraction carbonatée faible : surtout des fragments de Discoasters et des carbonates détritiques. Nombreuses grosses particules jaunes de complexes amorphes. Quartz courant. Micronodules et hydroxydes sont bien représentés. Les smectites *ferrifères*, très abondantes, forment avec les argiles détritiques la matrice de l'ensemble. Phillipsite, en grandes lattes bien cristallisées, encore en faible proportion.

I.R.	
Calcite	t
Complexes	37
Smectites Fe	42
Kaolinite	12
Quartz	6

MD 76101

4 130 mètres *Sud du bassin de Madagascar*

Boues calcaires blanches à organismes siliceux, pléistocènes. Proportion en carbonates (essentiellement des coccolithes) diminuant légèrement vers la base. Diatomées en proportion importante. Complexes amorphes peu abondants, en grosses particules jaunes, très pâles, moins bien individualisées vers la base. Hydroxydes métalliques présents. Traces de minéraux opaques au sommet. Traces de palagonite.

I.R.	Sommet	-3,5 m	-5,6 m
Calcite	75	69	56
Complexes	15	19	25
Quartz	1	t	1
Silice amorphe	2	P	5
Kaolinite	2	2	1
Smectites Fe	—	—	6

MD 77209

4 229 mètres *Est du bassin de Madagascar*

I. — *Boues carbonatées brunes.* Organismes siliceux présents au top. Hydroxydes et micronodules abondants. Les complexes amorphes, peu colorés et en particules rondes souvent coalescentes, sont majeurs dans la fraction non biogène. Traces d'ilménite. Des traces de phillipsite en dessous de -1 m ; ne devient abondante qu'à la base de l'unité : quelques gros cristaux, d'allure « corrodés », le plus grand nombre très fins. Fraction argileuse non décelable ; détritiques grossiers courants à la base (quartz).

Source : MNHN, Paris

I.R.	-1 m
Calcite	5
Complexes	64
Kaolinite	9
Gibbsite	t
Quartz	1

II. — *Boues rouges à smectites ferrifères et zéolites.* Sur plus de 8 mètres d'épaisseur, série de boues rouges relativement homogènes. Dans la moitié supérieure de l'unité, les complexes sont le constituant majeur. Les smectites ferrifères apparaissent à partir de -3 m et augmentent progressivement vers la base. Phillipsite, en fins cristaux aciculaires, en proportion constante. Quelques trés gros cristaux maclés, « corrodés ». Fraction argileuse faible, en diminution à partir de -8 m. Détritiques grossiers essentiellement quartzeux, présents partout. Traces de coccolithes et de micarb sur tout le profil. Hydroxydes métalliques rouges très abondants (5 % ?), accompagnés de micronodules au sommet. A la base, niveau plus compact, très riche en phillipsite bien cristallisée, et en smectites ferrifères.

I.R.	-4 m	-7 m	-11,3 m
Calcite	—	—	—
Complexes	39	30	39
Smectites Fe	29	38	43
Kaolinite	11	12	3
Quartz	6	t	—
Feldspaths	P	P	—
Gibbsite	t	—	—
Phillipsite	3	12	14

Âge probable des boues rouges : Plio-Miocène

— Sommet (-3 m) Pliocène supérieur
— -5 m : Pliocène moyen
— -7 m : Pliocène inférieur
— Base : Miocène inférieur.

DSDP 25-245

4 857 mètres *Sud du bassin de Madagascar*

Le log lithologique a été établi d'après les données du volume 25 des In. Rept. du DSDP (Simpson, Schlich *et al.*, 1974) et des observations personnelles.

Excepté les boues rouges sommitales, la série est entièrement datée du Paléogène (Paléocène inférieur à Éocène supérieur). La base du forage a atteint le basalte.

I. — *Boues rouges argilo-détritiques non datées.* En l'absence de données personnelles sur cette unité, on s'en rapporte ici aux descriptions du vol. 25. 70 à 80 % du sédiment seraient attribués aux argiles, le reste aux détritiques grossiers. Évidemment, cette estimation faite sur diffractogrammes X ne tient pas compte de l'importance éventuelle des complexes silico-ferriques amorphes, d'autant plus si, comme on peut le penser, cette série est en grande partie néogène. Cet âge néogène est avancé en raison de la nature de ces constituants argileux et de la présence vers -16 m d'une passée carbonatée datée du Miocène moyen. La prédominance des smectites, l'abondance de la kaolinite et de la gibbsite (qui diminue vers la base) sont caractéristiques du Néogène. La présence de palygorskite et son augmentation vers la base montrent que la partie inférieure de l'unité est sinon oligocéne-éocène supérieur, tout au moins une grande partie du sédiment est de cet âge (remaniements).

II. — *Boues carbonatées argileuses* (Éocène supérieur). Complexes amorphes abondants (amas globulaires). Absence totale de zéolites. Détritiques courants (quartz, feldspaths). Traces de verres volcaniques. On note un niveau argileux (boue rouge) vers 60 m.

Source : MNHN, Paris

I.R.	-63 m	-75 m
Calcite	t	39
Complexes	25	12
Smectites Fe	45	18
Palygorskite	10	11
Quartz	7	2
Feldspaths	t	—
Kaolinite	11	2

III. — *Boues rouges argileuses* (Éocène moyen à supérieur). Les complexes amorphes sont toujours présents, sous la forme d'amas globulaires. Détritiques grossiers abondants (quartz surtout). Absence totale de zéolites.

I.R.	-100 m	-120 m
Calcite	t	t
Complexes	30	30
Smectites Fe	36	23
Kaolinite	3	3
Palygorskite	25	35
Quartz	5	7

IV. — *Boues carbonatées à zéolites* (Paléocène supérieur à Éocène moyen). Les cinquante premiers mètres sont plus argileux et plus riches en zéolites. Entre 130 et 170 m, la clinoptilolite augmente en taille et en % (jusqu'à plus de 5 %). Les complexes amorphes, en traces dans les premiers mètres, sont totalement absents en dessous. A partir de 180 m, les sédiments carbonatés deviennent très purs, et la clinoptilolite moins abondante. La litbification s'accentue et on passe progressivement à une craie. Le caractère essentiel de cette unité est la présence de niveaux silicifiés (cherts, cf. chapitre IV) à calcédoine, cristobalite-tridymite et clinoptilolite. Ils sont présents dans les boues à nannofossiles comme dans les craies lithifiées. Des traces de cristobalite sont discernables à partir de 250 m.

I.R. (sédiment)	
Calcite	83
Palygorskite	14
Quartz	t

V. — *Craie non silicifiée*, à nombreuses passées volcaniques. La fraction argileuse prend de plus en plus d'importance vers la base (essentiellement de la montmorillonite). La clinoptilolite est rare, de même que la cristobalite. Ces deux minéraux disparaissent totalement à partir de 360 m, alors que la fraction argileuse prend de plus en plus d'importance, les influences volcano-détritiques plus manifestes.

VI. — *Basalte*.

Source : MNHN, Paris

BASSIN INDIEN CENTRAL

MD 75059

4 180 mètres *Sud du bassin Indien central*

I. — *Boues rouges argileuses et boues carbonatées brunes à zéolites* (0-11,5 m). Fraction non carbonatée homogène dans toute l'unité. Mise à part une passée très carbonatée au sommet, les carbonates augmentent progressivement vers le bas (Coccolithes et Discoasters essentiellement). Cette série n'est en général pas datable, en raison de l'importance exceptionnelle des formes remaniées par rapport aux formes autochtones : mélange de formes du Pliocène, Miocène supérieur et Miocène inférieur. Cette série est donc probablement d'âge pliocène. Complexes amorphes, très abondants, en général très colorés, en grosses particules rondes (jusqu'à 15 µm). Hydroxydes métalliques abondants, mais les micronodules sont rares. Amas globulaires phylliteux courants, surtout vers le bas. Il existe en plus une fraction argileuse diffuse souvent difficile à voir. Phillipsite en proportion stable, sauf dans les sédiments très carbonatés de la base, très généralement bien cristallisée, avec des cristaux de toutes tailles, de 40 à plus de 150 µm. Les macles sont courantes. Détritiques grossiers (surtout du quartz) rares.

I.R.	Sommet
Calcite	2
Complexes	38
Smectites Fe	31
Kaolinite	11
Quartz	5
Phillipsite	P

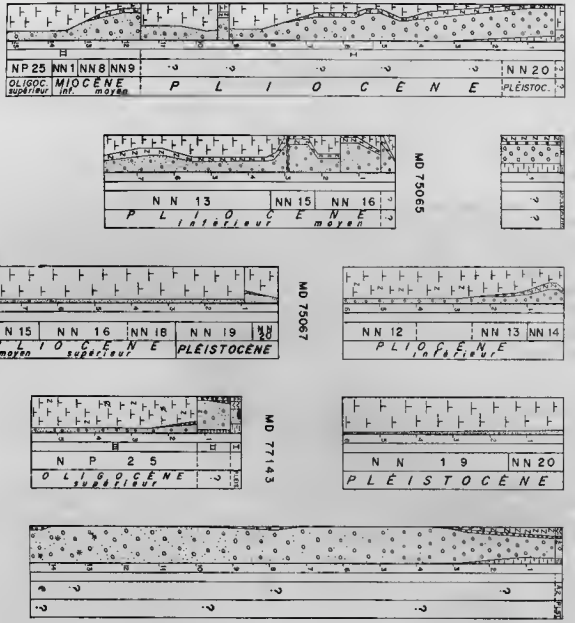
II. — *Boues carbonatées à zéolites* (Miocène-Oligocène). Augmentation rapide des carbonates vers le bas. Peu ou pas de formes de nannofossiles remaniés. La phillipsite a les mêmes caractères que dans l'unité précédente. Complexes amorphes (grosses particules d'une dizaine de microns) très abondants. Smectites ferrifères mieux représentées que précédemment : soit en particules biréfringentes, soit en nombreux amas globulaires (50 à 80 µm). Hydroxydes et micronodules abondants. Détritiques grossiers (quartz surtout) présents.

I.R.	-12 m	-12,70 m	-13,40 m	-14,20 m
Calcite	50	28	72	74
Complexes	27	38	17,5	14
Smectites Fe	13	25	6	7
Kaolinite	2	2	1	t
Quartz	2	2	t	t
Phillipsite	P	—	t	—

Remarques :

Les minéraux de néoformation ne sont en place que dans l'unité II, là où le taux de remaniement des nannoflores est très faible. Dans l'unité I, cette fraction silicatée authigène n'est pas représentative des sédiments où elle se trouve, en raison des remaniements très importants. Par exemple, le niveau carbonaté sommital est daté du Miocène, alors qu'il repose sur des sédiments du Pléistocène moyen. Dans l'unité I, la plus grande partie des constituants de ces boues carbonatées brunes sont hérités de sédiments plus anciens, du Miocène inférieur au Pliocène inférieur.

Source : MNHN, Paris



Source: MNHN, Paris

MD 75064

4 410 mètres *Sud du bassin Indien central*

I. — *Les boues carbonatées brunes* (5 cm), reposant en discontinuité sur les boues rouges, n'ont aucun caractère propre, si ce n'est la fraction carbonatée. On y retrouve tous les constituants des boues rouges sous-jacentes.

II. — *Les boues rouges à zéolites*, riches en hydroxydes métalliques et en micronodules, sont argileuses. Matrice argileuse compacte, en fines particules distinctes, à faible biréfringence. Complexes amorphes très abondantes, en fines particules rondes, jaunes à ocres. Phillipsite assez abondante, en cristaux de toutes tailles, bien formés. Traces de clinoptilolite. Traces de coccolithes. Quartz présent (fin). Traces de verres volcaniques.

I.R.	
Calcite	T
Complexes	28
Smectites Fe	38
Kaolinite	12
Quartz	8
Phillipsite	8
Hydroxydes	P

Âge probable des boues rouges : Pliocène moyen à inférieur.

MD 75065

4 275 mètres *Sud-est du bassin Indien central*

Boues carbonatées brunes à zéolites du Pliocène inférieur à moyen. Fraction non carbonatée très homogène tout au long de la carotte : seule la proportion des constituants minéraux varie, en fonction de la teneur en carbonates. On observe une série de rythmes, correspondant à d'importantes variations de la teneur en carbonates (nannofossiles et Foraminifères). La forte proportion de zéolites (phillipsite) est inhabituelle dans des faciès carbonatés de cet âge. Leur pourcentage est d'ailleurs très peu influencé par les pulsations des teneurs en carbonates. Phillipsite très bien cristallisée, en cristaux de toutes tailles (de 20 à plus de 100 µm). Complexes amorphes très abondants, en grosses particules de plus de 10 µm. Hydroxydes métalliques, localement abondants. Micronodules rares. Fraction argileuse diffuse, mal individualisée, avec des amas globulaires phylliteux peu courants. Détritiques grossiers également mal représentés (surtout de quartz). Présence (-3 m) d'un niveau induré à palagonite, riche en hydroxydes métalliques. Par ailleurs, palagonite extrêmement rare. Une fine passée argileuse très pure vers -6 m.

I.R.	-0,50 m	-3,20 m	-3,80 m
Calcite	41	41	53
Complexes	25	22	23
Smectites Fe	18	25	18
Kaolinite	5	5	3
Quartz	4	2	1
Phillipsite	P	P	P

MD 75066

4 340 mètres *Sud-est du bassin Indien central*

Boues carbonatées à zéolites du Pliocène inférieur. La proportion de carbonates augmente rapidement dans les deux premiers mètres, pour approcher 90 % vers -5 m. Entre -4 et -5 m, nombreuses passées plus pauvres

Source : MNHN, Paris

en carbonates. Fraction non carbonatée uniforme dans tout le profil. Phillipsite abondante, en cristaux de toutes tailles, bien cristallisés. Dans les niveaux très riches en carbonates, cristaux de petite taille dominants. Complexes amorphes abondants, relativement colorés. Hydroxydes métalliques présents partout ; micronodules courants. Fraction argileuse rarement discernable au microscope : amas globulaires (smectites ferrifères).

I.R.	-0,6 m	-1,3 m	-4,5 m
Calcite	61	65	83
Complexes	19	16	9
Smectites Fe	14	10	5
Kaolinite	3	1	t
Quartz	t	t	t
Phillipsite	P	t	—

MD 75067

3 950 mètres *Sud du bassin Indien central*

Boues calcaires blanches plio-quaternaires, à zéolites. Le premier mètre est nettement moins carbonaté et les silicates sont mieux représentés. Phillipsite présente sur tout le profil, en cristaux de toutes tailles, bien cristallisés ; rare dans les sédiments très carbonatés de la base. Les complexes représentent le constituant majeur de la fraction non carbonatée. Particules rondes, jaune clair, de 8 à 10 µm de diamètre. Ils deviennent rares à la base, où la teneur en carbonates dépasse 90 %. Discoasters présents en abondance, même dans le Quaternaire sommital (remaniements).

I.R.	Top	-3 *m*	-5 m	-7 m
Calcite	88	93	89	93
Complexes	10	5	6	4
Smectites Fe	—	—	2	2
Kaolinite	t	—	—	—
Quartz	t	—	—	—
Phillipsite	—	—	t	—

MD 75068

3 210 mètres *Sud du bassin Indien central*
(flanc oriental de la dorsale est-indienne)

Boues calcaires blanches pléistocènes très pures. Les complexes amorphes sont les seuls minéraux non carbonatés visibles. Particules rondes, jaune pâle, de taille homogène (8 µm). Micronodules et hydroxydes présents. Très rares amas argileux hétérogènes. Pas de zéolites.

I.R.	Top	-1,5 m	Base
Calcite	92	93	93
Complexes	6	5	5

MD 77143

4 685 mètres *Centre-ouest du bassin Indien central*

I. — *Boues calcaréo-siliceuses.* Fin niveau sommital, reposant sur les boues rouges. Silice biogène : Diatomées, Radiolaires, Spongiaires et Silicoflagellés. Hydroxydes et micronodules présents. Complexes amorphes très abondants, en fines particules jaunes. Argile diffuse.

Source : MNHN, Paris

II. — *Boues rouges à zéolites*, métallifères. Hydroxydes métalliques très abondants. Traces de nannofossiles. Argile diffuse. Complexes amorphes majeurs : grosses particules rondes, assez colorées. Fragments de gros micronodules fréquents. Phillipsite relativement abondante au sommet, plus rare à la base : mal cristallisée, avec des cristaux fins à moyens, empâtés par des particules de complexes amorphes et d'argile. Macles courantes à la base de l'unité. Rares gros cristaux de clinoptilolite à la base. Détritiques (quartz) présents.

I.R.	
Calcite	t
Complexes	40
Smectites Fe	33
Kaolinite	6
Quartz	t
Phillipsite	10
Hydroxydes	P

III. — *Boues calcaires blanches à zéolites*. Hydroxydes métalliques abondants, surtout au sommet. Fraction argileuse non visible. Complexes amorphes abondants (particules jaunes et amas globulaires colorés). Présence de phillipsite, fine, mal cristallisée. Traces de clinoptilolite (fine).

I.R.	
Calcite	70
Complexes	18
Smectites Fe	9
Hydroxydes	P

Âge probable des boues rouges : Miocène inférieur.

MD 77144

4 894 mètres *Centre du bassin Indien central*

Boues rouges argileuses. Film de boues rouges à organismes siliceux pléistocènes au sommet. Dans les trois premiers mètres de la série de boues rouges, la phillipsite est en quantité importante. Elle diminue rapidement (-3 m), pour réapparaître entre -7 et -10 m. A son abondance maximum (sommet des boues rouges) correspond une taille moyenne de cristaux élevée : souvent plus de 200 µm, avec une biréfringence anormalement élevée (due à l'épaisseur des cristaux). Les gros cristaux sont parfois maclés, le plus souvent brisés. La plupart des cristaux présentent un habitus « chevelu » (figures de croissance). La taille moyenne des cristaux diminue vers le bas, et les gros cristaux deviennent rares. Micronodules et hydroxydes métalliques abondants dans les trois premiers mètres. Complexes amorphes très abondants, en particules rondes de couleur ocre. La coloration de ces complexes s'atténue nettement vers la base de la carotte, tandis que la taille des particules augmente (taille maximum de 20 µm vers -8 m). Traces de verres volcaniques partout. Détritiques grossiers (quartz surtout) rares, sauf à la base. Matrice argileuse diffuse, homogène. Amas globulaires phylliteux byalins (smectites ferrifères) courants en dessous de -3 m. Série couronnée par un mince niveau de diatomites brunes. On y retrouve, remaniés, tous les constituants des boues rouges à zéolites sous-jacentes.

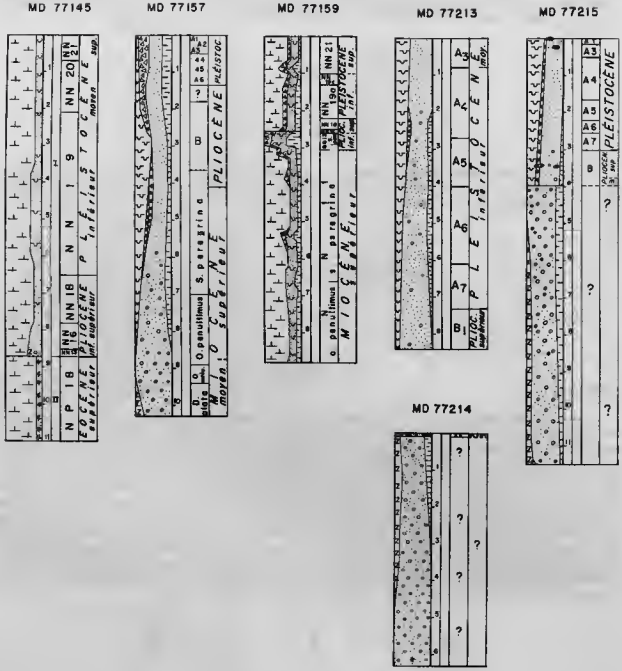
I.R.	-0,5 m	-6 m	-14 m
Complexes	33	40	33
Smectites Fe	34	48	55
Kaolinite	10	4	3
Palygorskite	—	—	t
Phillipsite	15	—	—
Quartz	5	3	4

Remarques :

— Présence d'un hiatus important entre les boues rouges et les diatomites sommitales.

— Changement net de faciès à — 3 m, avec la disparition de la phillipsite, la forte diminution de la kaolinite, des hydroxydes métalliques et des micronodules et, enfin, l'augmentation des « smectites ferrifères ».

Source : MNHN, Paris



Source : MNHN, Paris

— Enfin, troisième changement de faciés avec, dans les deux derniers mètres, l'apparition de la palygorskite et l'augmentation des détritiques grossiers (quartz).

Âge probable des boues rouges :

— Jusqu'à -3 m : Miocène supérieur à moyen
— De -3 m à -12 m : Miocène inférieur à Oligocène
— En dessous de -12 m : Oligocène avec Éocène supérieur remanié.

MD 77145

4 095 mètres — *Bassin Indien central* (Osborn Knoll)

I. — *Boues calcaires blanches à organismes siliceux.* Teneur en carbonate très élevée sur toute la section. Complexes amorphes présents : grosses particules assez colorées. Amas globulaires courants, colorés. Traces de minéraux opaques. Silice biogène (Diatomées, Radiolaires, Spongiaires) plus rare à partir de -5 m. Seuls les Radiolaires restent importants en dessous.

I.R.	Sommet	-4 m	-6,7 m	-8,5 m
Calcite	83	74	81	65
Complexes	11	12	8	13
Smectites Fe	—	4	t	14
Kaolinite	t	1	t	5
Silice amorphe	2	2	t	—

II. — *Boues calcaires blanches à zéolites.* Teneur en carbonates très importante (plus de 85 %), avec beaucoup de carbonate détritique. Complexes amorphes rares : fines particules ou amas globulaires hyalins, d'aspect granuleux. Présence constante de clinoptilolite bien cristallisée.

I.R.	
Calcite	93
Complexes	t
Palygorskite	6
Clinoptilolite	t

Remarques :

— Hiatus de près de 40 millions d'années entre les unités I et II.
— Pliocène moyen et inférieur très condensé.

MD 77157

4 833 mètres — *Ride du 90e Est* (versant du bassin de Wharton équatorial)

Les boues rouges à organismes siliceux, très argileuses et riches en détritiques grossiers, ont une teneur en silice biogène extrêmement variable (variations brutales de l'importance des Diatomées, Caulet, 1977). La fraction biosiliceuse diminue vers la base et disparaît vers -9 m. Forte teneur en détritiques grossiers dans les trois premiers mètres, en grande partie due à l'importance des verres volcaniques. Ceux-ci deviennent plus rares en dessous. Micronodules présents dans tout le profil, abondants entre -3 et -6 m. Complexes amorphes en proportion constante : particules jaunes très pâles, de toutes dimensions. Phillipsite en traces au-dessous de -9,5 m (rares très fins cristaux). Sa proportion augmente rapidement vers la base, de même que la taille des cristaux. A la base du profil, elle est en cristaux en moyenne assez gros, bien cristallisés, à macles courantes, souvent en bouquets.

Source : MNHN, Paris

I.R.	-2,5 m	-10 m
Complexes	35	35
Smectites Fe	—	45
Kaolinite	5	3
Montmorillonite	30	—
Illite	?	—
Quartz	9	2
Phillipsite	—	10
Silice amorphe	20	—

Remarques :

— La partie sommitale de la carotte, très riche en produits volcaniques, témoigne d'une intense activité volcanique au Pliocène supérieur et au Quaternaire.

— Les smectites ferrifères du Miocène moyen à supérieur sont différentes de celles rencontrées habituellement dans les sédiments pélagiques : la structure phylliteuse est beaucoup mieux ordonnée et la composition octaédrique est plus compliquée (Al-Fe).

MD 77159

4 257 mètres — *Bassin Indien central équatorial* (ride du 90e Est)

Boues carbonatées à organismes siliceux d'âge néogène et quaternaire. Le pourcentage en carbonates, peu variable autour de 60 %, passe brutalement à moins de 1 % entre 2,5 et 3 m : ce niveau est une passée de boues rouges argilo-détritiques (Pliocène inférieur). La fraction biosiliceuse, discrète, dépasse rarement 7 à 8 %. Elle peut être localement nulle (-2,5 m). Détritiques grossiers (quartz, feldspaths et surtout verres volcaniques) présents tout au long du profil, surtout abondants vers -4 m. Ilménite et palagonite courantes dans les deux premiers mètres. Fraction argileuse très fine, diffuse, souvent en gros amas irisés dans les Radiolaires. Complexes amorphes en particules très pâles au sommet, mieux individualisés vers la base. Amas globulaires rosés, isotropes, courants. Hydroxydes métalliques présents partout. Micronodules localement abondants.

I.R.	-0,3 m	-2,8 m	-8,7 m
Calcite	57	t	62
Complexes	26	35	20
Kaolinite	2	8	2
Montmorillonite	4	39	7
Quartz	5	11	2
Silice amorphe	3	—	2

Remarques :

— Série plio-quaternaire très condensée, à hiatus : lacune de la zone NN 20, NN 19b et partiellement NN 19c ; lacune du Pliocène moyen (NN 15 et NN 14) ; lacune de la zone NN 12 (passage Pliocène inférieur-Miocène supérieur).

— Niveau de boues rouges du Pliocène inférieur très pauvre en constituants biogènes et, au contraire, riche en argiles.

— Variations importantes de la fraction détritique dans les boues rouges : variations rapides (centimétriques du rapport détritiques grossiers (surtout quartz) / argiles ; variations importantes dans le même niveau du rapport montmorillonite / kaolinite.

— Relative constance des complexes amorphes.

— Absence totale de smectites ferrifères.

— Absence totale de zéolites.

— Abondance générale des verres volcaniques (cf. MD 77157).

— Présence de gibbsite dans le Quaternaire.

Source : MNHN, Paris

MD 77213

5115 mètres *Ouest du bassin Indien central*

Boues rouges à organismes siliceux plio-pléistocènes. Diminution progressive de la silice biogène du sommet vers la base (Diatomées, Radiolaires, spicules de Spongiaires). Cette variation peut être assortie de saccades (invasion du sédiment par les Diatomées). Avec la silice biogène, les complexes sont un constituant majeur : partieules rondes très claires d'une douzaine de microns de diamètre. Ils représentent de 40 à 50 % du sédiment tout au long du profil. En dessous de -3 m, ils sont en grande partie organisés en amas globulaires pâles, à faible relief. Hydroxydes métalliques présents partout, localement plus abondants et alors accompagnés de micronodules. Au dessous de -2 m, amas globulaires de smectites ferrifères présents sporadiquement, parfois en quantité. Ils ne forment jamais de matrice compacte du sédiment : leur répartition non continue et leur aspect en éléments figurés isolés montrent qu'ils sont remaniés. A côté de ces éléments phylliteux, se trouvent des particules argileuses isolées, probablement de la kaolinite (cf. I.R.). Il est symptômatique que la proportion de kaolinite varie en même temps que celle des smectites ferrifères. Détritiques grossiers (quartz) rares, ne dépassant 5 % que localement. Verres volcaniques parfois abondants. Phillipsite absente, sauf vers -8 m (*un* très gros cristal).

I.R.	-1 m	-2 m	-4 m	-5 m	-7 m	-8 m
Calcite	t	t	t	t	t	t
Complexes	54	49	51	46	45	46
Smectites Fe	—	23	23	24	29	23
Kaolinite	5	9	8	11	10	9
Quartz	3	5	4	2	4	3
Silice amorphe	37	7	12	13	7	13

MD 77214

5 220 mètres *Ouest du bassin Indien central*

Boues carbonatées brunes (10 cm au sommet du carottier pilote) absentes au sommet de la carotte. Comportent une fraction zéolitique importante (phillipsite) et sont argileuses. Complexes amorphes et phyllites intimement mélangés. Amas globulaires de smectites ferrifères courants. Les complexes amorphes recouvrent parfois des coccolithes ou des débris de Diatomées. Cristaux de phillipsite de toutes tailles, mal cristallisés. En dessous, on passe sans transition à une *boue rouge argileuse* à zéolites (phillipsite). Fraction argileuse, diffuse et très abondante. Les cristaux de phillipsite sont fins à très gros, bien cristallisés, avec des macles courantes. Complexes amorphes très abondants. Micronodules courants. Détritiques grossiers en traces. Hydroxydes localement très abondants. La phillipsite diminue progressivement vers le bas pour disparaître vers -5 m. La taille des cristaux diminue dans le même sens, jusqu'aux limites de l'observation au microscope. La base de la carotte est une boue rouge sans zéolites. La fraction détritique reste très faible. Les complexes amorphes tendent également à diminuer vers la base, où l'on trouve des traces de coccolithes.

I.R.	Sommet	-4 m	Base
Calcite	t	t	t
Complexes	31	32	34
Smectites Fe	42	54	54
Kaolinite	11	4	4
Quartz	5	2	4
Phillipsite	P	P	—
Palygorskite	—	—	t

Âge probable des boues rouges :

— Trois mètres supérieurs : Miocène supérieur à moyen
— Base : Miocène inférieur.

Source : MNHN, Paris

MD 77215

5 150 mètres *Centre du bassin Indien central*

I. — *Boues rouges à organismes siliceux.* Radiolaires abondants. Diminution de silice biogène vers la base. Complexes amorphes abondants : particules jaune très pâle à ocre. Détritiques assez fins (quartz essentiellement), peu abondants. Présence de rares amas globulaires phylliteux, surtout vers la base. Fraction argileuse diffuse, peu abondante. Absence de zéolites. Bancs de nodules au sommet et à la base.

I.R.	Sommet	Base
Complexes	60	51
Smectites Fe	—	20
Kaolinits	6	11
Quartz	6	4
Silics amorphs	17	13

II. — *Boues rouges argileuses* à zéolites. Passage abrupt entre I et II. La phillipsite, en trace au sommet, augmente rapidement vers la base. La taille moyenne des cristaux augmente dans le même sens. Elle est toujours bien cristallisée, avec des macles courantes, souvent en bouquets. Matrice argileuse compacte (surtout au sommet) non différenciée. Complexes amorphes très abondants : particules jaune pâle à ocre, à relief faiblement positif, très grosses en moyenne (plus de 12 µm). Micronodules et hydroxydes métalliques abondants jusqu'à -8 m. Détritiques (quartz) peu abondants, très gros au sommet, beaucoup plus fins à la base. Traces de Radiolaires dans les deux premiers mètres.

I.R.	-4,5 m	-11 m
Complexes	30	35
Smectites Fe	44	35
Kaolinite	14	4
Phillipsits	t	23
Quartz	4	1

Âge probable des boues rouges :

— Sommet : Miocène supérieur à moyen
— Base : Miocène inférieur.

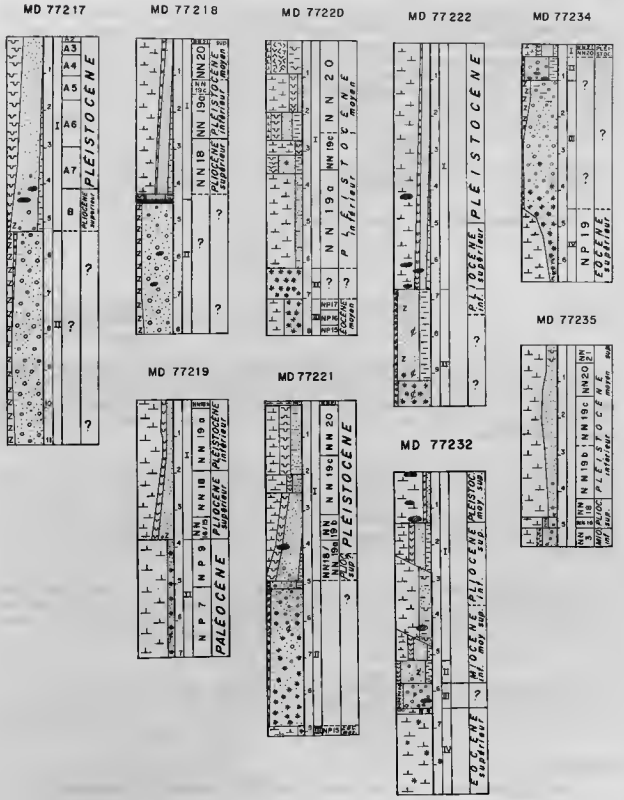
MD 77217

4 930 mètres *Bassin Indien central*
à l'ouest de l'Osborn Knoll

I. — *Boues rouges à organismes siliceux.* La silice biogène diminue fortement à la base. Présence sporadique de carbonate détritique et de coccolithes. Complexes amorphes majeurs, en particules de toutes tailles, très colorées (ocres). Il encroûtent parfois des Diatomées. Détritiques très fins, peu abondants (quartz). Hydroxydes métalliques et micronodules abondants vers le bas de l'unité. Phillipsite très rare (à partir de -4 m) en gros cristaux isolés, relativement abondante à l'extrême base. Nodules vers -4 m.

I.R.	Sommet	-2,5 m	-3,7 m	Base
Calcite	t	t	t	t
Complexes	55	52	50	46
Smectites Fe	t	20	22	26
Kaolinits	7	9	11	13
Quartz	4	5	4	4
Silics amorphs	20	12	12	7

Source : MNHN, Paris



Source : MNHN, Paris

II. — *Boues rouges à zéolites.* Unité très homogène. Phillipsite abondante en permanence : très bien cristallisée, avec des cristaux d'une cinquantaine de µm en moyenne. Macles courantes, souvent en bouquets. Très gros cristaux (180 µm) abondants au sommet, plus rares vers la base. La proportion de phillipsite augmente à la base. Complexes amorphes assez colorés et fins au sommet, plus gros (particules de 15 µm environ) et plus pâles vers le bas. Hydroxydes métalliques et micronodules en proportion importante jusqu'à -8 m. Matrice argileuse diffuse, saul à la base où les amas globulaires phylliteux sont courants.

I.R.	Sommet	Base
Complexes	33	39
Smectites Fe	36	43
Kaolinite	5	4
Quartz	2	t
Phillipsite	15	12

Âge probable des boues rouges : Miocène inférieur.

MD 77218

4 425 mètres

Bassin Indien central
à l'ouest de l'Osborn Knoll

I. — *Boues carbonatées brunes à organismes siliceux.* Diminution de la teneur en carbonates vers la base. Complexes amorphes très bien représentés dans toute la section : particules rondes jaune pâle au départ, passant vers le bas à de nombreux amas globulaires byalins, rosés, d'aspect granuleux, à laible relief positif. Fraction argileuse diffuse. Présence d'hydroxydes métalliques. A la base de la section, traces de phillipsite (rares fins cristaux). Base marquée par quelques centimètres de diatomites brunes, argileuses, très riches en complexes amorpbes, sans zéolites.

I.R.	-4 m
Calcite	46
Complexes	27
Smectites Fe	10
Chlorites	t
Kaolinite	7
Quartz	2
Silice amorphe	t

II. — *Boues rouges argileuses à zéolites.* Limite avec l'unité 1 soulignée par un niveau (même faciès) encroûté par des hydroxydes métalliques. Argile diffuse, mal individualisée. Complexes amorphes très abondants (particules jaunes). Hydroxydes métalliques et micronodules présents. Phillipsite abondante : cristaux en moyenne assez gros, souvent maclés, bien cristallisés. Présence de nodules.

I.R.	
Calcite	t
Complexes	38
Smectites Fe	36
Kaolinite	5
Quartz	1
Phillipsite	15

Remarque :

Lacune du Pliocène inférieur, du Miocène moyen et supérieur : hiatus souligné par le niveau encroûté.

Âge probable des boues rouges : Miocène inférieur.

Source : MNHN, Paris

MD 77219

4 250 mètres *Bassin Indien central centre-est*

I. — *Boues carbonatées brunes* à organismes siliceux, à Diatomées, Radiolaires et Silicoflagellés. Complexes amorphes bien représentés ; particules rondes de toutes tailles, relativement colorées. Vers le bas de l'unité, nombreux amas globulaires isotropes, de couleur ocre. Traces de microndules partout. Hydroxydes métalliques présents. Silice biogène portant des traces de dissolution. Rares gros cristaux de phillipsite à la base de l'unité.

II. — *Boues calcaires blanches* très pures. Fraction silicatée extrêmement réduite. Complexes amorphes, très pâles, présents. Traces d'hydroxydes métalliques. Traces de Diatomées vers -5 m. Clinoptilolite présente (- 6 m) : cristaux très fins, bien cristallisés. Rares sphérules d'opale-CT.

	I.R.
Calcite	86
Complexes	t
Palygorskite	9

Remarques :

— Absence du Quaternaire moyen et supérieur au sommet de la carotte.
— Hiatus de plus de 50 millions d'années entre les unités I et II.

MD 77220

4 820 mètres *Bassin Indien central,*
ouest de la ride du 90e Est (Osborn Knoll)

I. — *Boues calcaires blanches argileuses.* Épais niveau hyaloclastique en tête de la carotte (verres volcaniques). Le restant de l'unité est une alternance d'allure turbide de niveaux riches en carbonates et de diatomites argileuses brunes. Lacune de la zone NN 19b. Importants remaniements éocènes dans toute l'unité. Importance des complexes amorphes : fines particules jaunes et nombreux amas globulaires hyalins, isotropes, d'aspect granuleux. Microndules et hydroxydes présents. Traces de palagonite et de verres volcaniques. Fraction argileuse importante, diffuse. Présence localement d'amas argileux (palygorskite ?) remaniés. Silice biogène (Diatomées, Radiolaires, Silicoflagellés, Spongiaires) importante partout, sauf à la base. Présence à -6 m de gros cristaux de phillipsite maclée (probablement remaniée).

	I.R.	-6 m
Calcite	81	
Complexes	9	
Smectites Fe	4	
Kaolinite	2	
Quartz	1	

II. — *Boues rouges argileuses à palygorskite.* Matrice argileuse compacte, d'allure fibreuse marquée (palygorskite), très pure. Hydroxydes métalliques abondants au sommet de l'unité, relayés vers le bas par des minéraux opaques. Complexes amorphes présents (fines particules très pâles). Quartz courant. Traces de clinoptilolite très 6ne. Passage abrupt aux unités inférieures et supérieures.

	I.R.
Complexes	15
Palygorskite	62
Quartz	5
Calcite	t

Source : MNHN, Paris

III. — *Boues carbonatées brunes à palygorskite.* Complexes amorphes abondants : particules fines, pâles, et amas globulaires hyalins isotropes courants. Fraction argileuse non visible.

I.R.	
Calcite	46
Complexes	8
Palygorskite	40
Quartz	3

Remarques :

— Lacune très importante dans l'intervalle des boues rouges : Pliocène, Miocène, Oligocène et Éocène supérieur
— Lacune de la zone NN 19 b dans l'unité I.
— Éocène moyen très condensé.

Âge probable des boues rouges : Éocène supérieur.

MD 77221

4 560 mètres — *Bassin Indien central* (Osborn Knoll)

I. — *Boues carbonatées brunes à organismes siliceux* (Diatomées, Radiolaires, Spongiaires). Les complexes amorphes prennent de l'importance vers la base, en même temps que la taille des particules augmente. Hydroxydes métalliques abondants. Détritiques grossiers rares. Un nodule à -4 m.

I.R.	-1,5 m	-3,8 m
Calcite	40	25
Complexes	35	36
Smectites Fe	—	15
Kaolinite	5	9
Quartz	2	4
Silice amorphe	9	6

II. — *Boues rouges argileuses.* Au sommet, un niveau induré riche en micronodules (- 5 m) et en amas globulaires hyaline (mélange de complexes amorphes et de smectites ferrifères). En dessous, boues rouges pauvres en hydroxydes, mais souvent enrichies en micronodules. Matrice argileuse nettement fibreuse à partir de -5,60 m. Grains de quartz détritique, très arrondis, présents partout. Clinoptilolite constante, mais assez rare.

I.R.	-5 m	-6,5 m	-6,5 -7,4 m
Calcite	11	t	t
Complexes	31	33	15
Smectites Fe	39	15	—
Kaolinite	10	—	—
Quartz	1	2	5
Palygorskite	—	42	75

III. — *Boues carbonatées argileuses.*

Âge probable des boues rouges :
— de -5 à -5,6 m : Pliocène inférieur à Miocène supérieur
— en dessous de -6 m : Éocène supérieur.

Source : MNHN, Paris

MD 77222

4 372 mètres — *Bassin Indien central* (Osborn Knoll)

1. — *Boues carbonatées brunes à organismes siliceux.* Diminution des carbonates vers la base. Silice biogène : surtout des Diatomées et des Radiolaires. Traces de micronodules et d'hydroxydes métalliques qui peuvent devenir abondants à la base. Complexes amorphes bien individualisés : particules jaune pâle, à relief faiblement positif. Elles deviennent plus grosses avec un aspect granuleux au Pliocène (NN 18). Amas globulaires hyalins, isotropes, alors abondants. Phillipsite fine, très rare à la base de l'unité. Niveau à verres volcaniques abondants vers -2,5 m. Plusieurs niveaux de nodules au passage au Pliocène.

I.R.	-6,4 m
Calcite	48
Complexes	22
Smectites Fe	12
Kaolinite	8
Quartz	3
Silice amorphe	4

11. — *Boues rouges argileuses à kaolinite.* Présence de débris biosiliceux au sommet (Radiolaires). Matrice argileuse massive, sans structures. Détritiques relativement abondants (quartz, plagioclases). Hydroxydes et micronodules présents, surtout vers la base de la carotte. Minéraux opaques présents au sommet. Présence de phillipsite très fine (rare) et de clinoptilolite jusque vers -9,20 m. Seule la clinoptilolite est présente en dessous. Complexes amorphes très abondants, assez pâles. Proportion beaucoup plus réduite en dessous de -9,20 m. C'est également à cette profondeur que le faciès argileux change, avec des argiles fibreuses (palygorskite). Le passage est brutal, avec un hiatus probable. Gros amas d'argile fibreuse remaniée immédiatement au-dessus du hiatus.

I.R.	-7 m	-9,7 m
Calcite	t	t
Complexes	47	15
Smectites Fe	22	—
Kaolinite	15	—
Palygorskite	—	65
Quartz	7	5
Silice amorphe	1	—

Remarques :

— Hiatus entre les boues carbonatées et les boues rouges, souligné par les bancs de nodules.
— Rareté et mélange des zéolites (phillipsite, clinoptilolite) dans les boues rouges.
— Second hiatus probable à la base de la carotte.

Âge probable des boues rouges :

— de -6,70 m à -9,20 m ; Miocène supérieur et Pliocène inférieur
— En dessous de -9,20 m ; Éocène supérieur à moyen.

MD 77232

4 525 mètres — *Est du bassin Indien central*

1. — *Boues carbonatées brunes à organismes siliceux.* Teneur en carbonates assez variable, de plus de 75 % à moins de 40 %. Silice biogène (Diatomées, Radiolaires, spongiaires) abondante dans toute l'unité. Les

Source : MNHN, Paris

complexes amorphes sont très abondants, surtout en dessous de -1,5 m : particules rondes, de couleur jaune clair, moins bien figurées en dessous de -1,5 m. Fraction argileuse diffuse, le plus souvent en particules isolées. Hydroxydes métalliques présents partout. Présence sporadique dans toute l'unité de gros cristaux de phillipsite. Importants remaniements des formes de nannofossiles. Quatre niveaux de nodules polymétalliques.

I.R.	Sommet	-3 m	-5 m
Calcite	59	60	35
Complexes	20	30	48
Kaolinite	t	5	9
Quartz	t	2	3
Silice amorphe	14	t	3

II. — *Boues rouges à organismes siliceux.* Même composition de la fraction biosiliceuse que ci-dessus. Complexes amorphes mal individualisés. Présence de quelques amas globulaires hyalins, isotropes. Matrice argileuse massive. Phillipsite bien représentée : cristaux en majorité assez fins, en petites lattes à figures de croissance. Gros cristaux moins abondants. Passage brutal aux unités I et III.

I.R.	
Calcite	t
Complexes	67
Smectites Fe	5
Kaolinite	13
Quartz	6
Silice amorphe	2
Phillipsite	P

III. — *Boues rouges à zéolites.* Complexes amorphes très abondants, intimement mélangés aux particules argileuses et aux hydroxydes. Phillipsite abondante, en cristaux de toutes tailles, mais en moyenne très grands (plus de 120 µm), maclés et bien cristallisés (prismes comportant souvent toutes leurs troncatures).

I.R.	-6 m	-6,3 m
Calcite	t	t
Complexes	54	53
Kaolinite	4	t
Quartz	1	3
Palygorskite	—	P
Smectites Fe	28	34
Phillipsite	≃ 8	P
Francolite	3	3

IV. — *Boues carbonatées brunes à palygorskite.* Ces boues carbonatées sont très pures, sauf au sommet où la fraction argileuse, en fibres bien visibles, est plus importante. Traces de clinoptilolite. Passage abrupt à l'unité III.

I.R.	
Calcite	61
Palygorskite	35
Quartz	t
Complexes	t
Francolite	t

Remarques :

— Taux de remaniement important dans les unités I et II : la phillipsite présente en traces dans l'unité I n'est pas en place.

— Série très condensée, entrecoupée de nombreux hiatus (soulignés par des bancs de nodules).

— Importance des phosphates (francolite) dans les boues rouges à phillipsite.

— Présence de palygorskite, probablement remaniée dans ces boues rouges. Les phosphates sont vraisemblablement aussi remaniés (Éocène phosphaté).

Âge probable des boues rouges : Oligocène supérieur à Miocène basal.

Source : MNHN, Paris

MD 77234

4 450 mètres

Bassin Indien central
(Ouest de l'Osborn Knoll)

I. — *Boues carbonatées brunes à organismes siliceux.* Silice biogène abondante (Diatomées, Radiolaires, Spongiaires). Complexes amorphes assez abondants : petites particules jaunes, rondes, d'aspect granuleux, à faible relief. Amas globulaires amorphes, hyalins courants. Hydroxydes métalliques assez abondants. Fraction argileuse souvent sous la forme d'amas hétérogènes. Rares cristaux de phillipsite bien cristallisés au sommet, absents à la base.

II. — *Boues rouges argileuses à smectites ferrifères.* Limites brutales avec les unités supérieures et inférieures. Base soulignée par deux bancs de nodules. Matrice argileuse très dense, hyaline, mélangée aux particules de complexes amorphes. Hydroxydes métalliques et détritiques grossiers abondants. Présence d'un niveau riche en phillipsite au niveau du banc de nodules inférieur. Phillipsite rare au-dessus.

I.R.	
Calcite	t
Complexes	30
Smectites Fe	42
Kaolinite	14
Quartz	5

III. — *Boues rouges argileuses à zéolites* dans la partie supérieure. Évolution progressive du faciès du sommet vers la base. Phillipsite très abondante au sommet : feutrage de fins cristaux aciculaires (5-10 µm × 0,5 µm) à cristallisation irrégulière, en mélange avec de très grands cristaux (150 µm) brisés et empâtés par les complexes. Teneur en phillipsite stable sur une cinquantaine de centimètres, mais la taille moyenne augmente (disparition des fins cristaux). La teneur et la taille des cristaux de phillipsite diminuent ensuite rapidement (plus de phillipsite en dessous de -3 m). Fraction détritique grossière essentiellement quartzeuse, homogène sur toute la section. La fraction argileuse, diffuse et compacte au sommet, évolue vers le bas avec l'apparition d'argiles fibreuses (palygorskite) en dessous de -3 m. En dessous de -4 m, seule la palygorskite est présente. Complexes amorphes abondants, mal individualisés. Hydroxydes métalliques présents, en diminution vers la base. Passage progressif vers le bas à l'unité IV.

I.R.	-1 m	-4,3 m
Calcite	t	t
Complexes	41	22
Smectites Fe	34	—
Kaolinite	4	—
Palygorskite	—	64
Quartz	2	5
Phillipsite	15	—

IV. — *Boues carbonatées à palygorskite.* Fraction argileuse non visible au microscope. Complexes amorphes abondants (amas globulaires). Hydroxydes métalliques présents, probablement associés à la fraction argileuse. Augmentation progressive des carbonates vers la base de la carotte. Présence de zéolites en dessous de -5 m : indéterminables (trop fins) vers le haut, leur proportion s'accroît vers la base : clinoptilolite courante à la base.

I.R.	-4,8 m	-6,3 m
Calcite	37	63
Complexes	9	t
Palygorskite	55	27
Quartz	2	t

Source : MNHN, Paris

Remarques :

— Hiatus de 2 à 3 millions d'années entre les unités I et II.
— Hiatus souligné par les bancs de nodules entre les unités II et III.
— La série de boues rouges de l'unité III représente sur seulement 3 mètres d'épaisseur un intervalle de temps d'environ 30 millions d'années. La présence d'interruptions de sédimentation non visibles au sein de cette série de boues rouges est probable.

Âge probable des boues rouges :

— Unité II : Pliocène moyen
— Unité III : Miocène moyen-inférieur (sommet) à Éocène supérieur (base). L'Oligocène est probablement représenté entre -2 m et -4 m.

MD 77235

4 070 mètres *Ouest du bassin Indien central*

Boues carbonatées d'âge Miocène à Pléistocène supérieur. La proportion de carbonates varie assez peu, sauf à la base, dans le Miocène inférieur. Cinquante premiers centimètres de la série riches en débris biosiliceux (surtout des Diatomées). Complexes amorphes abondants, sous la forme de fines particules jaunes (2 µm et moins) à relief légèrement positif. Entre 0 et -4,7 m, phillipsite présente sporadiquement en traces, en gros cristaux brisés. Entre -4,7 m et -5 m, niveau riche en phillipsite fine, mal cristallisée. Dans les boues métallifères de la base, on ne la trouve plus qu'en traces (très fines). Détritiques grossiers rares (quartz). Les complexes amorphes sont le constituant majeur de la fraction non biogène, dans toute la carotte. La taille des particules augmente nettement vers le bas. Fraction argileuse non observable au microscope. A la base, niveau métallifère riche en micronodules, en fragments de nodules (ou de croûte à oxydes) et en hydroxydes métalliques.

I.R.	-1 m	-3 m	-4,5 m	-5,2 m
Calcite	63	61	76	52
Complexes	22	24	13	27
Smectites Fe	—	—	6	11
Kaolinite	t	t	2	t
Quartz	—	t	t	t
Hydroxydes	—	—	—	≃ 5

Remarques :

— Lacune de la zone NN 19a (Pléistocène basal).
— Pliocène supérieur très condensé, avec un hiatus probable entre NN 18 et NN 16.
— Hiatus important à — 5 m, représentant une lacune de 15 millions d'années.
— Niveau à zéolites vraisemblablement très remanié.

Distribué le 15 Février 1982.

Source : MNHN, Paris

PLANCHES

Source : MNHN, Paris

PLANCHE I

Complexes silico-ferriques amorphes et smectites ferrifères

Les complexes silico-ferriques amorphes (figures 1 et 2) en particules fines se distinguent assez mal sur les microphotographies en noir et blanc (faible coloration et indice proche de celui du baume). Les plus grosses d'entre elles sont visibles sur les figures 1 et 2.

Figure 1. — Boue calcaire à complexes silico-ferriques amorphes du Pléistocène supérieur (interface) de l'Est du bassin de Madagascar. Particules grises de toutes tailles. SIPAN 02. Top (× 535).

Figure 2. — Boue rouge quaternaire à complexes silico-ferriques amorphes, kaolinite, gibbsite et détritiques grossiers. Au milieu de la photo, une grosse particule ronde isolée de complexes silico-ferriques amorphes (en gris); d'autres, plus petites, sont disséminées. Quelques grains de minéraux détritiques encroûtés par des hydroxydes métalliques (gris foncé). MD 76089.CP (ouest du bassin de Madagascar). L.N. (× 1070).

Figure 3. — Boue rouge argileuse, d'âge miocène supérieur probable, à complexes amorphes et smectites ferrifères (Ouest du bassin de Crozet). Amas globulaires de smectites ferrifères au milieu de la photo. Aspect granuleux de la surface et frange d'indice (négatif). MD 76104.VL43 L.N. (× 835).

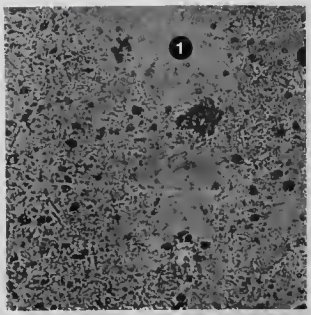
Phillipsite : habitus et importance relative

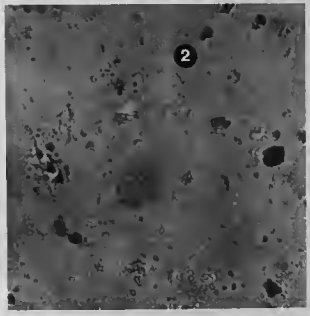
Figures 4 à 8. — MD 77214 (centre du bassin Indien central). Série de boues rouges à phillipsite (fig. 5 à 8) reposant en discontinuité stratigraphique sous un fin niveau sommital de boues rouges quaternaires à organismes siliceux (âge probable des boues rougrs à phillipsite : Miocène). Le niveau sommital (fig. 4) renferme à sa base de gros cristaux de phillipsite mâclés (fig. 4), probablement remaniés. Les figures 5 à 8 illustrent la diminution de la taille moyenne des cristaux de phillipsite quand sa teneur décroît (voir log en annexes).

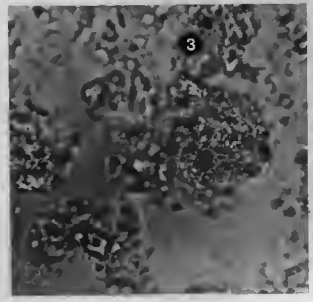
Figures 5. — (— 1,20 m) : environ 15%; Figure 6 (— 3,50 m) : environ 12%; Figure 7 (— 4,25 m) : 7 à 8% environ; Figure 8 (— 4,50 m) : environ 5% de phillipsite très fine.

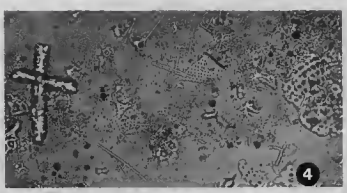
Figures 4 à 8 : L.N. (× 535).

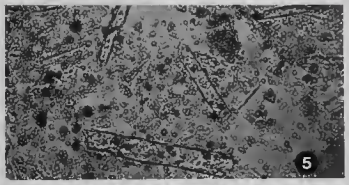
Source : MNHN, Paris

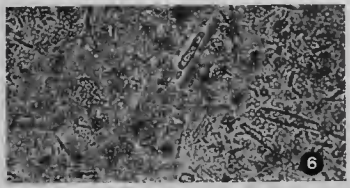


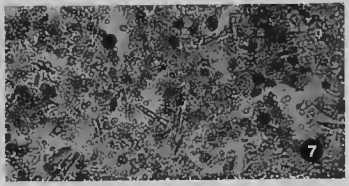


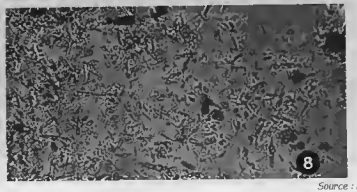












Source : MNHN, Paris

PLANCHE II

Clinoptilolite, opale-CT et trichites de quartz

Figure 1. — Sphérules d'opale-CT et clinoptilolite au microscope optique. Cristal de clinoptilolite en prisme trapu à cristallisation lâche, en charpente. La structure fine des sphérules d'opale-CT n'est pas discernable.
Craie sénonienne de Gargenville (Cl.2; Z : — 16 m). Frottis d'un résidu d'attaque acide. L.N. (× 1670).

Figure 2. — Cristaux de clinoptilolite associés à des sphérules d'opale-CT : croissance géodique dans la cavité d'une porcelanite éocène de l'Atlantique sud (échantillon DSDP 3.22.5.2.148-150). Surface de fracture observée au MEB (× 3750).

Figure 3. — Cristal isolé de clinoptilolite associé à des sphérules d'opale-CT et à des trichites de quartz dans une loge de Foraminifère de la zone corticale intermédiaire d'un chert *s.s.* Échantillon DSDP 25.245.7cc (Paléocène du bassin de Madagascar). Surface de fracture observée au MEB (× 7500).

Figure 4. — Croissance d'allure épitaxique de lamelles d'opale-CT sur la face d'un cristal de calcite (paroi interne d'une loge de Foraminifère). Vue prise au MEB dans un amygdale de craie silicifiée non calcédonisée au cœur d'un chert *s.s.* Échantillon DSDP 25.245.7cc (× 13200).

Figure 5. — Même échantillon que sur les figures 3 et 4. Détail de la structure d'une sphérule d'opale-CT brisée. La structure lamellaire observée en surface persiste à l'intérieur, où elle apparaît en plus fibro-radiée. Ces « fibres », d'aspect granuleux, laissent deviner les cristallites élémentaires. Photo d'une surface de fracture (× 13200).

Figure 6. — Assemblage de lamelles élémentaires d'opale-CT à structure d'allure radiée. Observation au MEB d'une surface de fracture du même échantillon que sur la fig. 2 (intérieur d'une loge de Foraminifère). (× 15000).

Figure 7. — Détail de la structure externe d'une sphérule d'opale-CT. Enchevêtrement de lamelles élémentaires à structure granulaire. Chaque grain résolu, empâté par l'épaisseur de la membrane de métallisation, représente probablement un cristallite élémentaire dont la plus grande dimension n'excède pas 400 Å. Résidu d'attaque acide d'une craie silicifiée : Sénonien de Cargenville, Cl.2, Z = — 15 m. Observation au MEB (× 13200).

Figures 8 et 9. — Structure des lamelles d'opale-CT, observées au MET en champ noir (calé sur l'anneau de diffraction à 4,09 Å — 4,30 Å). Seuls les plans réticulaires correspondant à cet espacement sont éclairés. On remarque une série de domaines diffractants élémentaires, de dimension et d'orientation régulières. On assimile ici ces domaines diffractants à des cristallites élémentaires de cristobalite-tridymite dont l'épaisseur minimale est de 50 Å environ, pour une longueur de plusieurs centaines d'Angstroems (comparer avec la fig. 7). Ces cristallites sont associés en piles (fibres) à l'intérieur d'une même lamelle.

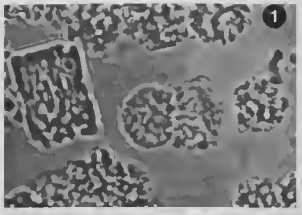
Figure 8. — Sphérules d'opale-CT broyées d'une craie sénonienne de Cargenville (Cl.2; Z : — 16 m). (× 170000).

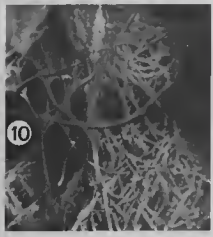
Figure 9. — Sphérules d'opale-CT broyées provenant du cortex d'un chert paléocène du bassin de Madagascar (échantillon DSDP 25.245.7cc). (× 200000).

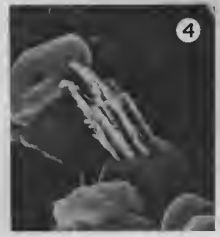
Figure 10. — Fibres de quartz (« trichites ») associées à des sphérules d'opale-CT dans un chert paléocène du bassin de Madagascar. L'épaisseur des fibres est augmentée par la membrane de métallisation. Échantillon DSDP 25.245.7.2.116-118. Surface de fracture observée au MEB (× 7500).

Figure 11. — Fibres de quartz (« trichites »). Résidu d'attaque acide d'une craie sénonienne (Gargenville, Cl.2, Z = — 45 m). Épaisses de 200 à 400 Å environ, ces fibres sont associées en paquets. Photo MET en électrons transmis (× 50000).

Source : MNHN, Paris







Source : MNHN, Paris

PLANCHE III

Silicifications (cherts)

Figures 1 et 2. — Cœur d'un chert à calcédoine et opale-CT. Détail d'un Foraminifère épigénisé en calcédoine (fig. 1 : L.N.; fig. 2 : L.P.). La structure de la paroi, entièrement calcédonisée, est préservée. L'intérieur de la loge, éteint en LP (fig. 2), est rempli par de l'opale-CT. La matrice externe est un fin mélange d'opale-CT (sombre en L.P.) et de calcédoine (particules éclairées). Échantillon DSDP 25.245.6cc (Paléocène du bassin de Madagascar). (× 335).

Figure 3. — Masse d'opale-CT massive représentant le moule interne d'un Foraminifère. La structure alvéolaire est due à l'empreinte des cristaux de calcite de la paroi, dont quelques-uns sont observables. Cœur d'un chert paléocène du bassin de Madagascar (échantillon DSDP 25.245.7cc). Surface de fracture observée au MEB. (× 1320).

Figures 4 et 5. — Craies silicifiées à opale-CT du Paléocène du bassin de Madagascar (fig. 4 : échantillon DSDP 25.245.6cc, zone corticale) et du Sénonien du bassin de Paris (fig. 5 : Gl.2, Z = — 18 m). Les lamelles d'opale-CT cimentent les éléments figurés carbonatés. On ne trouve pas ici la forme achevée de sphérule qui ne peut exister que dans le cas de croissance géodique (micropores ou loges de Foraminifères) (cf. pl. II). Fig. 4 : × 3750; Fig. 5 : × 7500.

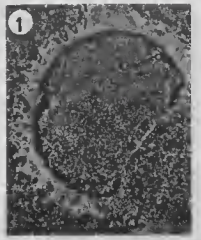
Figure 6. — Filaments de quartz (trichites) dans la zone corticale externe d'un chert du bassin de Madagascar (échantillon DSDP 25.245.7cc). Photo d'une surface de fracture au MEB. × 6200.

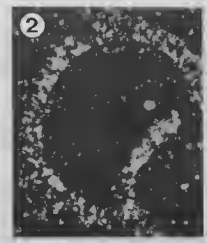
Figure 7. — Même échantillon que sur la figure 3. Amygdale non calcédonisée. On distingue, outre un Discoaster non transformé, des fragments de paroi de Foraminifère (carbonatés) et leur moule externe (empreinte des cristaux de calcite) en opale-CT. Le ciment compact de ces éléments figurés est intégralement formé d'opale-CT massive. Surface de fracture observée au MEB. (× 1100).

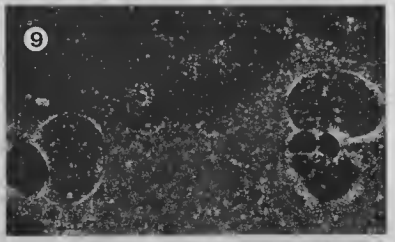
Figure 8. — Silicification amiboïde au cœur d'un chert de l'océan Indien (DSDP 25.245.6.2.116-118). Les amygdales plus riches en carbonates apparaissent en clair. Les zones très siliceuses (opale-CT et calcédoine) restent sombres. On distingue le test d'un Foraminifère épigénisé en calcédoine. L.P. (× 130).

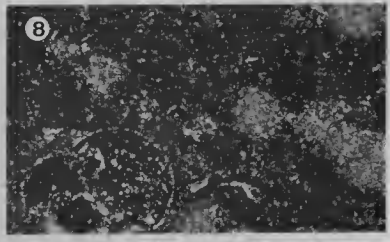
Figure 9. — Limite cœur-zone corticale et front de calcédonisation dans un chert du bassin de Madagascar (DSDP 25.245.6cc). La zone claire (partie inférieure de la photo) correspond à une porcelanite à opale-CT, très carbonatée. La partie supérieure, très sombre, est à opale-CT et calcédoine massives. Grosses particules calcédonieuses visibles (plus claires). Le test du Foraminifère de gauche est partiellement calcédonisé dans sa partie supérieure, située au dessus du front de calcédonisation. L.P. (× 130).

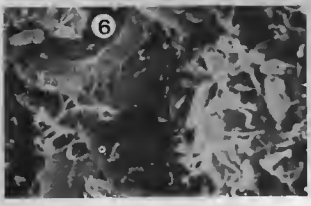
Source : MNHN, Paris

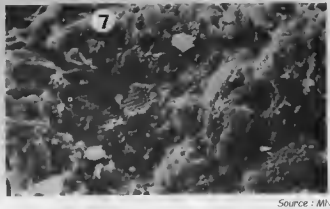












Source : MNHN, Paris

PLANCHE IV

Silex : aspect pétrographique

Figure 1 et 2. — Structure et porosité du cortex des silex (plaque mince non recouverte). La préparation humidifiée est claire (fig. 2) et redevient opaque à sec (fig. 1). L'opacification (pigments foncés) est provoquée par l'imprégnation de baume (réseau noir de la fig. 1) ou d'air dans le réseau des pores. La transition cœur-cortex (partie droite des clichés) est marquée par une diminution de la porosité. Coniacien moyen de la région d'Hardivillers (Oise), en Picardie. L.N. (× 130).

Figure 3. — Cortex d'un silex chargé en gros éléments figurés d'origine organique (tests et débris). Le cœur (zones claires) est en calcédoine massive, pauvre en éléments figurés. Silex de la craie turonienne d'Étretat. L.N. (× 33).

Figure 4. — Orientation des éléments figurés (ici surtout des spicules de spongiaires calcédonisés) dans une zone corticale d'un silex zoné (région d'Étretat). En dehors des spicules où la calcédoine est massive, la pigmentation noire est due à la porosité. L.N. (× 33).

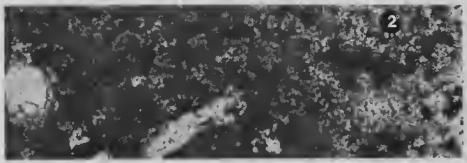
Figure 5. — Limite silex-cortex (silex de la craie sénonienne de Dieudonné, Oise). Le cortex montre un réseau de cavités sub-sphériques de taille régulière (points noirs). La limite cœur-cortex est marquée par un fantôme de Foraminifère. L.N. (× 130).

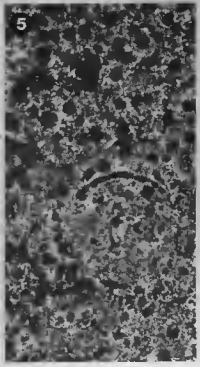
Figures 6 et 7. — Cœur et cortex des silex vus au MEB. Aspect massif et compact du cœur, contrastant avec la fine porosité du cortex (fig. 7). Une série de cavités plus grossières marque le passage d'une zone à l'autre. L'intérieur des cavités (fig. 6) est constitué par une calcédoine largement cristallisée, avec des gros cristallites allongés et orientés. Entre ces cavités, charpente de calcédoine compacte, où n'apparaissent pas de cristallites élémentaires. Fig. 6 : silex de la craie sénonienne de Cargenville (Cl.2), × 6300. Fig. 7 : silex de la craie sénonienne de la région de Cargenville (VP.4, — 107 m), × 63.

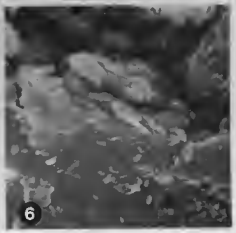
Figure 8. — Aspect en LP de la calcédoine du cœur d'un silex. Fibres courtes, mal individualisées, sans orientation, donnant l'apparence d'une mosaïque de grains à contours mutuels. Silex de la craie coniacienne de la région de Froissy (Oise). (× 210).

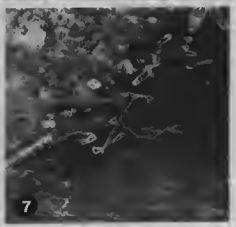
Figure 9. — Microstructure d'une calcédoine précieuse (calcédoine de Madagascar, galerie de Minéralogie du Muséum). Faisceau de longues fibres bien individualisées. L.P. (× 210).

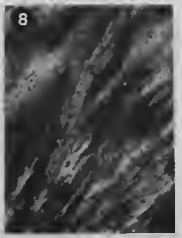
Source : MNHN, Paris

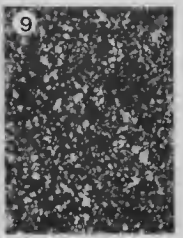












Source : MNHN, Paris

PLANCHE V

Silex : structures sédimentaires dans la région d'Étretat

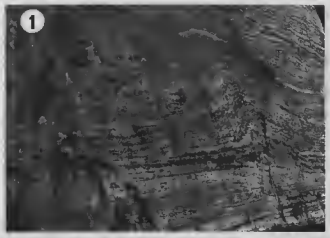
Plis de glissement : Figures 1 à 3 (voir aussi fig. VII-8 dans le texte). — Cordons de silex (fig. 1 et 2) et dalles (fig. 3) sont souvent impliqués dans des plis de glissement. On peut observer sur la fig. 2 une bréchification des rognons de silex dans la partie inférieure, pincée, du pli. La dalle de silex de la fig. 3, située à la base d'une lentille magnésienne, est émiettée dans l'axe et dans la partie supérieure du pli de glissement. On remarque sur la gauche de la fig. 1 une faille intra-crétacée à faible rejet, décalant les cordons de silex (mais sans bréchification). Fig. 1 et 2 : N de la plage du Tilleul (pointe de la Courtine, région d'Étretat). Fig. 3 : plage nord d'Étretat.

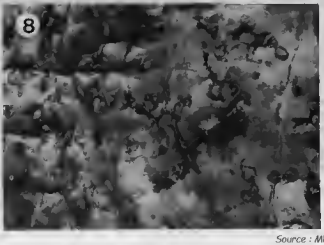
Surfaces d'érosion et occurrence des silex : Figures 4, 5 et 6. — Figure 5 : rythmicité des cordons de silex, reposant en discordance angulaire sur une série de fonds durcis. La craie noduleuse des fonds durcis ne comporte pas de silex (région de Vattetot).

Figures 4 et 6 (nord de la plage du Tilleul, à proximité de la fig. 1). La fig. 6 se place à la suite de la fig. 4 : structure du cœur d'un banc carbonaté, avec surfaces d'érosion et discordances surmontées par un complexe de fonds durcis à craie noduleuse et de craie magnésienne. En dessous des premiers fonds durcis, les surfaces d'érosion sont matérialisées par un pointillé de rognons de silex : les cordons de silex situés au-dessus de ces surfaces butent contre elles. Ceux qui sont situés en dessous s'arrêtent avant, délimitant ainsi une tranche de sédiments de quelques dizaines de cm, indemne de silicification. Cette structure est tronquée au-dessus, de la même manière, par le premier fond durci.

Dalles composées et brèches : Figures 7, 8 et 9. — Pointe de la Courtine (le Tilleul; cf. fig. VII-7 et VII-9 et partie gauche de la fig. VII-6). Cordons de silex résilicifiés et brèches siliceuses à éléments de silex (en relief sur la fig. 9) interstratifiés dans un système de fonds durcis sur le flanc d'un banc carbonaté (une centaine de m à gauche de la fig. 6). La dalle siliceuse où se distinguent les rognons de silex est encadrée par deux fonds durcis (craies noduleuses) sans silex. Dégagée par l'érosion, la surface supérieure d'une de ces dalles (fig. 8) montre des silex « inachevés » de forme alvéolaire, pourvus d'un large cortex externe, l'intérieur, d'allure corrodée, étant rempli par le ciment silico-carbonaté de la dalle. Ces silex sont très souvent bréchifiés, émiettés, et les fragments souvent conservés en place (fig. 7 : l'allumette donne l'échelle). On retrouve la même fine fragmentation à côté, dans les craies non silicifiées du même niveau.

Source : MNHN, Paris





Source : MNHN, Paris

PLANCHE VI

Brecciification et resilicification des silex (Gargenville)

Aspect macroscopique : Figures 1 et 2. — Éléments brisés et fines esquilles de silex remaniés et cimentés par une matrice siliceuse et carbonatée. Les éléments de silex apparaissent en noir, les zones les plus siliceuses de la matrice en gris foncé. Certains fragments de silex ont conservé leur cortex (zone claire). La matrice a une structure rubannée très ondulée : alternances de laminae claires (moins siliceuses) et foncées (silice plus pure) conformes à la stratification. Le rubannement est perturbé par les éléments de silex brisés, l'ensemble ayant l'apparence de structures sédimentaires.

Fragmentation microscopique : Figures 5 et 8. — À côté des gros éléments, l'observation microscopique révèle une fragmentation très fine des silex, avec des éléments polyédriques ou en esquilles. Les éléments brisés ont souvent été conservés en place (fig. 5).

Structure de la matrice silico-carbonatée : Figures 3 à 8. — Le rubannement est encore plus marqué au microscope. Les laminae siliceuses (zones claires sur les clichés), bien délimitées, sont en calcédoine très pure (fig. 6), englobant de nombreux rhomboèdres de carbonates. Les gros éléments bréchiques de silex recoupent et distordent le rubannement (fig. 7) et ne contiennent pas de rhomboèdres (fig. 5, 7 et 8). Le rubannement épouse souvent leur forme à leur partie inférieure (fig. 3, élément clair en haut). Les laminae de la matrice peuvent aussi être perturbées par des éléments calcédonieux ronds, structures ayant l'aspect de figures de charge (fig. 4). Dans les zones de fragmentation intense *in situ* de tables de silex, la matrice n'est pas rubannée (fig. 5 et 8), mais la silicification calcédonieuse secondaire a une structure nuageuse. Dans ces zones, on observe souvent des auréoles de calcédoine développées autour d'éléments de craie arrondis, partiellement silicifiés et ayant l'apparence de galets de boue roulés (fig. 5).

Figure 1. — Macrophoto d'un échantillon de brèche, où adhère encore de la craie.

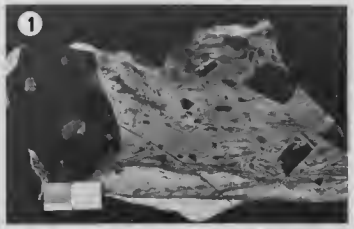
Figure 2. — Détail de structures du même échantillon.

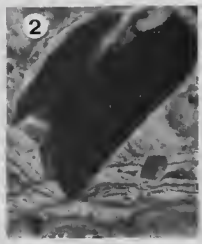
Figures 3, 4, 7 et 8. — Microphotos en LN (× 25) d'échantillons de la même dalle. En sombre : matrice carbonatée fine ; zones claires : calcédoine. Les teintes intermédiaires correspondent à des carbonates partiellement silicifiés.

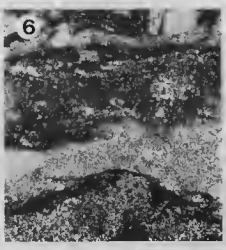
Figure 5 (× 25) et 6 (× 100). — Microphotos en lumière analysée (LP) d'échantillons de même localisation. La calcédoine apparaît en gris réticulé, les carbonates en gris sombre uniforme (avec tous les intermédiaires dans les cas de mélanges). Rhomboèdres de carbonates en blanc.

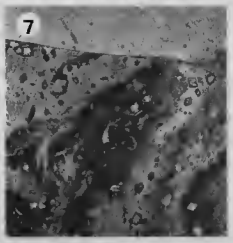
Fracturation des silex dans les craies magnésiennes : Figure 9. — Macrophoto d'un nodule de calcaire magnésien à cœur de silex fragmenté *in situ* (Bimont, région de Breteuil, Oise). L'unité de la pige vaut 1 cm.

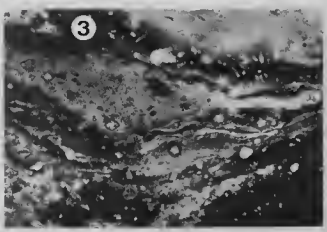
Source : MNHN, Paris

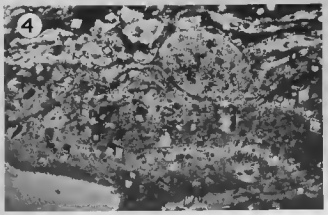












Source : MNHN, Paris

IMPRIMERIE NATIONALE

1 564 012 T 65

Source : MNHN, Paris

Source : MNHN, Paris

2 - MARS 1982

PUBLICATIONS DES LABORATOIRES DU MUSÉUM

En vente à l'adresse de chaque laboratoire

Adansonia. Laboratoire de Phanérogamie, 16, rue de Buffon, 75005 Paris.

Alexanor. Laboratoire d'Entomologie générale et appliquée, 45, rue de Buffon, 75005 Paris.

Annales de Paléontologie (Vertébrés et Invertébrés). Laboratoire de Paléontologie, 8, rue de Buffon, 75005 Paris.

Annales de la Société Entomologique de France. Laboratoire d'Entomologie générale et appliquée.

Annuaire des Arachnologistes mondiaux. Laboratoire de Zoologie (Arthropodes), 61, rue de Buffon, 75005 Paris.

Annuaire des Myriapodologistes mondiaux. Laboratoire de Zoologie (Arthropodes).

Bulletin d'Écologie. Laboratoire d'Écologie générale, 4, avenue du Petit Château, 91800 Brunoy.

Bulletin de Liaison des Musées d'Histoire naturelle. Inspection générale des Musées d'Histoire naturelle de Province, Service national de Muséologie, 57, rue Cuvier, 75231 Paris Cedex 05.

Bulletin de la Société Entomologique de France. Laboratoire d'Entomologie générale et appliquée.

Bulletin de la Société d'Ethnozoologie et d'Ethnobotanique. Laboratoire d'Ethnobotanique et d'Ethnozoologie, 43, rue Cuvier, 75231 Paris Cedex 05.

Cahiers des Naturalistes. Laboratoire de Zoologie (Vers), 61, rue de Buffon, 75005 Paris.

Cahiers de Paléontologie. Laboratoire de Paléontologie.

Cryptogamie (Mycologie, Algologie, Bryologie et Lichénologie). Laboratoire de Cryptogamie, 12, rue de Buffon, 75005 Paris.

Cybium. Laboratoire d'Ichtyologie générale et appliquée, 43, rue Cuvier, 75231 Paris Cedex 05.

Entomologiste (L'). Laboratoire d'Entomologie générale et appliquée.

Faune de l'Europe et du Bassin méditerranéen. Laboratoire d'Entomologie générale et appliquée.

Faune de Madagascar. Laboratoire d'Entomologie générale et appliquée.

Flore du Cambodge, du Laos et du Viet-Nam. Laboratoire de Phanérogamie.

Flore du Cameroun. Laboratoire de Phanérogamie.

Flore du Gabon. Laboratoire de Phanérogamie.

Flore de Madagascar et des Comores. Laboratoire de Phanérogamie.

Flore de la Nouvelle Calédonie et Dépendances. Laboratoire de Phanérogamie.

Index Seminum. Service des Cultures, 43, rue de Buffon, 75005 Paris.

Journal d'Agriculture traditionnelle et de Botanique appliquée. Laboratoire d'Ethnobotanique et d'Ethnozoologie.

Mammalia. Laboratoire de Zoologie (Mammifères et Oiseaux), 55, rue de Buffon, 75005 Paris.

Objets et Mondes. Laboratoire d'Ethnologie. Musée de l'Homme, Palais de Chaillot, place du Trocadéro, 75116 Paris.

Revue d'Écologie et Biologie du Sol. Laboratoire d'Écologie générale.

Revue française d'Entomologie. Laboratoire d'Entomologie générale et appliquée.

Revue internationale Acarologia. Laboratoire de Zoologie (Arthropodes).

Revue de Nématologie, Laboratoire de Zoologie (Vers).

Source : MNHN, Paris